



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>



EARTH
SCIENCE
LIBRARY



BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE,

MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

(SUISSE)

Bulletin N° 31

W. FEUILLETAU DE BRUYN

L'origine des récifs coralligènes.

LAUSANNE
IMPRIMERIES RÉUNIES S. A.

1921

EXC. 3-1-13
MAY 22 1923

31-45
1721-1



BULLETIN
DES
LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE,
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE
DE
L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE
(SUISSE)

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE,
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE
(SUISSE)

Bulletin N° 31

W. FEUILLETAU DE BRUYN

L'origine des récifs coralligènes.

LAUSANNE

IMPRIMERIES RÉUNIES S. A.

1921

2E1
L33
no. 31-45

EARTH
SCIENCES
LIBRARY

Extrait du *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*,
Vol. 54, N° 202.

NOUVEAU
EXCHANGE.
BIBLIOTHÈQUE

L'origine des récifs coralligènes,

PAR

W. FEUILLETAU DE BRUYN

Les zoologues, géologues, géographes et océanographes ont essayé de résoudre le problème extrêmement compliqué de l'origine des récifs coralligènes.

Ce problème a depuis longtemps embarrassé les naturalistes. En effet, la forme annulaire des atolls, qui a tant frappé l'imagination des voyageurs, demande une explication. En outre on sait que les coraux constructeurs des récifs ne peuvent vivre au-dessous d'un certain niveau dans la mer (30 à 90 mètres suivant les auteurs). Or certaines îles coralligènes ont une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Comment alors expliquer leur formation ? C'est à quoi se sont attachés les auteurs des théories sur l'origine des récifs.

La plupart de ces savants ont eu tendance à faire prévaloir dans leurs recherches les données de leur branche spéciale.

Et en effet chaque groupe de savants a traité le problème d'un point de vue spécial. Presque tous se sont laissés entraîner par le tourbillon de leurs idées, leurs propres observations et ont cru qu'il était possible d'expliquer l'origine des récifs par une seule hypothèse. Seul le grand maître Darwin, tout en admettant la submersion comme cause principale de la formation des atolls, a postulé que les récifs peuvent avoir une origine différente. Il ne conteste pas du tout la possibilité d'un changement du niveau, quelle qu'en soit la cause. Une période de submersion peut selon lui faire place à un stade de stabilité ou à un soulèvement.

On pourrait classer les hypothèses proposées en trois grands groupes :

- 1° Celles basées sur la submersion de l'écorce terrestre.
- 2° Celles fondées sur la stabilité de l'écorce terrestre.
- 3° Celles qui invoquent un soulèvement régional ou local.

Tous les géologues sont d'accord qu'une certaine partie de la croûte terrestre peut passer pendant l'histoire géologique par ces stades différents. Mais si personne ne conteste cette vérité, il faut bien

M55605

que le problème de l'origine des récifs présente une grande variabilité.

La discussion sur les récifs coralligènes a fleuri surtout dans des villes situées à des milliers de kilomètres du terrain de recherche. « Ceux qui discutent la géologie des coraux n'ont probablement jamais touché un corail vivant » (29, p. 397). C'est peut-être pourquoi la littérature sur les coraux est d'une opulence si prodigieuse.

Commençons avant d'exposer les différentes théories sur l'origine des récifs par un résumé sommaire des caractères principaux des récifs coralligènes.

Les récifs coralliaires sont le résultat d'une association d'animaux et plantes, dont les coraux sont les principaux éléments. Environ 60 % et même plus du calcaire de certains récifs est formé par des Lithothamnies, et M. Vaughan (48, p. 289) admet que dans la plupart des récifs la quantité de calcaire formé par les algues calcaires est égale à celle des coraux.

Un récif coralligène est donc plutôt une unité biologique dans laquelle les coraux forment le squelette.

Comme limite moyenne à laquelle les coraux peuvent vivre, M. Vaughan (48, p. 240) admet une profondeur d'environ 45 mètres. Enfin la température minimum à laquelle l'unité biologique peut encore exister serait 19,75° selon M. Dakin (12, p. 138).

M. Carry (10 a et 10 b) a pu prouver que les spicules des Gorgonidés et Alcyonidés peuvent prendre une part très active dans la construction de certains récifs. Les oursins, mollusques, serpules, foraminifères jouent tous un rôle plus ou moins important dans la construction des récifs.

Enfin les recherches de M. Drew (20 a) et Kellermann (31 a) ont prouvé qu'une bactérie, « *Bacterium calcis* », joue un rôle important dans la précipitation du calcaire dissous ou en suspension dans l'eau de mer.

A part ces organismes constructeurs on rencontre dans les récifs coralligènes des organismes destructeurs. Certains mollusques (*Arca*, *Lithodomus*, etc.), certains algues, éponges et poissons jouent un rôle plus ou moins actif dans la destruction des récifs. Mais ce sont surtout les Holothuries, qui dévorent une quantité énorme de sable et détritiques coralligènes et qui sont un des facteurs les plus importants de la destruction des récifs.

L'existence d'un récif dépend donc en premier lieu des conditions écologiques dans lesquelles ces organismes vivent. La croissance

des coraux ne dépend pas exclusivement de la nourriture disponible mais aussi de la salinité et pureté des eaux, de la vitesse de l'érosion marine, etc. Et en somme l'habitat de chaque récif n'est qu'un équilibre entre ces différents facteurs.

* * *

Les notions de récif frangeant, récif barrière et atoll sont bien connues.

L'influence des courants sur la forme des récifs fut déjà signalée par Darwin (17, p. 163).

Plus tard Agassiz, Stanley Gardiner, Hedley-Taylor ont traité cette question et il paraît que M. Krampf¹ s'est occupé de ce problème dans une thèse non publiée de la Sorbonne.

Un courant continu peut déterminer la forme en croissant du récif.

Si un récif est parallèle aux courants principaux il conservera sa forme originelle. Mais si le récif se développe perpendiculairement au courant, les détritiques provenant de l'érosion marine seront déposés aux extrémités, en forme d'éperon.

Sur les endroits où se dépose le sable, les coraux ne peuvent pas prospérer ; ils reculent alors derrière ces éperons et ainsi s'établit la forme en demi-lune. Hedley et Taylor ont décrit la forme en croissant des îles du Grand Récif Barrière (29, p. 407). Agassiz (2) et Gardiner (24) la signalent aux Maldives. Les extrémités des éperons finissent par se toucher et ainsi se forme le « faro » (petit atoll) avec son « velu » (lagune) au milieu.

Murray (37, p. 512), Darwin, Agassiz et Gardiner admettent que la partie extérieure du récif croît plus rapidement que la partie intérieure. Murray a comparé cette croissance à celle d'une bague de fée qui s'élargit constamment.

Boehm (5, p. 504) et Martin (32) ont constaté que les coraux forment souvent une croûte peu épaisse sur des rochers préexistants. La constatation n'est pas nouvelle, car Darwin (17, p. 107) cite déjà l'observation d'Ehrenberg sur les coraux encroûtants de la mer Rouge, et on trouvera certainement en plusieurs endroits des croûtes pareilles. Pourtant il me semble que des couches calcaires d'une épaisseur de 20 à 300 mètres et plus ne peuvent plus

¹ Comptes Rendus sommaires. Soc. géol. de France, 1920, N° 17, p. 207-210.

être considérées comme des croûtes, et M. Boehm va un peu loin lorsqu'il propose d'éliminer les mots « récifs coralligènes » et « îles de coraux » de la science.

* * *

Nous traiterons les différentes théories dans leur ordre chronologique.

1° *La théorie de Lyell, Ehrenberg et d'autres.*

Ces anciens auteurs admettent que les atolls n'étaient que des masses encroûtantes de coraux, tapissant des cratères sous-marins. Il est évident qu'on ne peut admettre l'existence d'une quantité de cratères ayant un diamètre de plusieurs dizaines de kilomètres. Mais aux îles Fiji, Agassiz a trouvé quelques exemples de ce genre d'atoll, par exemple Totoya.

2° *La théorie de Darwin-Dana.*

Darwin expliquait la formation des atolls par la submersion. Autour d'une île se formait d'abord un récif frangeant. Pendant la submersion continue de l'île, les coraux continuent à croître et le récif frangeant se transforme d'abord en récif barrière et plus tard en atoll. Mais il admettait aussi la possibilité d'une période stationnaire, accompagnée par une croissance vers l'extérieur du récif. Il signale (17, p. 195-197) l'existence de récifs récemment soulevés aux îles Sandwich, aux îles Cook, aux îles de la Loyauté, dans l'Insulinde, à Waigéou, Ambon, etc. Il n'hésite pas à signaler le récif de Stritchbury, soulevé jusqu'à 2000 mètres et le soulèvement d'un récif aux îles Pelau à 130 mètres (17, p. 258).

La plupart des auteurs actuels admettent la théorie de Darwin-Dana.

M. Davis a exagéré sur la valeur des données physiographiques, comme preuve de la submersion, c'est-à-dire qu'il s'est appuyé surtout sur la considération des formes topographiques dans les recherches sur l'origine des récifs.

Dana découvrit le principe du développement d'une côte dentelée déterminée par une submersion. Davis, alors, constata que la plupart des îles visitées par lui possèdent ce caractère dentelé significatif d'une submersion ; l'idée d'une submersion est confirmée encore par l'absence des deltas, et d'une île centrale à topographie

sénile, entourée de plaines alluviales. Un autre critère pour constater la submersion serait la discordance des couches coralligènes avec le substratum.

Mais ce critère n'est pas décisif, car si les couches se forment, par exemple, sur un anticlinal préexistant en voie de soulèvement, il y aura forcément une discordance.

Puis M. Davis admet un mouvement de l'écorce terrestre, tandis que le niveau de mer resterait stable (18, p. 250). Mais dans la considération du récif soulevé de Vanua Mbalavu il parle d'une « welldefined horizontal stratification ». Il sera plutôt exceptionnel que les couches horizontales de la lagune aient encore une position « horizontale bien définie » après un mouvement de la croûte terrestre et ce serait plutôt une preuve en faveur de la théorie de Daly qui admet l'oscillation du niveau de la mer. M. Davis n'a pas constaté du reste le contact du récif avec son soubassement et la discordance n'est que le résultat des observations physiographiques sur la topographie. Une telle observation, *non confirmée* par des autres preuves, a peu de valeur.

M. Davis constate que plusieurs récifs, par exemple aux îles Fiji, Nouvelles-Hébrides, etc. (18, p. 269) doivent s'être soulevés dans une période relativement récente, parce qu'ils ont été à peine attaqués par l'érosion. Il me semble qu'il est impossible de déterminer par ce critère, même approximativement, l'âge d'un récif soulevé. La vitesse d'érosion dépend de plusieurs facteurs : du climat, de la végétation, de la composition du calcaire, etc. Il est impossible de trancher par une exploration rapide telle que M. Davis l'a faite, une des questions les plus difficiles, c'est-à-dire d'âge des récifs coralligènes.

Les résultats du forage de Funafuti confirment la théorie de la submersion. Selon M. Skeats (44), les organisateurs du forage voulaient prouver que la théorie de Darwin est fausse ; et lorsque le forage prouvait le contraire, les savants chargés de l'examen du matériel furent empêchés de discuter librement ces résultats. M. Skeats a eu la bonne idée de demander l'opinion personnelle des divers savants et l'a publiée dans son article de l'*American Journal of Sciences*. Un des principaux résultats fut la constatation que les différents fossiles trouvés dans le sondage de Funafuti se trouvent à des profondeurs plus grandes que les limites où ils peuvent vivre actuellement.

Ainsi, par exemple, Halimeda, qui vit à présent jusqu'à 200 pieds fut constaté jusqu'à 660 pieds.

Jusqu'à 339 mètres aucun Orbitoïde et aucun fossile caractéristique du Tertiaire ne fut trouvé. La grande épaisseur de cette couche de calcaire coralligène prouve que l'hypothèse de Darwin est juste, parce que la limite extrême dans laquelle certains coraux constructeurs de récifs peuvent vivre est 90 mètres.

M. Cullis constatait que les cavités rencontrées dans toute l'épaisseur du récif sont tapissées par des couches de calcite fibreuse, de temps en temps alternant avec des couches de dolomie, qui doivent être considérées comme des précipités rapides de sursaturation qui ne sont possibles que dans les eaux peu profondes, ou dans la zone des marées. Skeats admet alors une submersion continue de Funafuti. On n'a pas trouvé à Funafuti la masse de calcaire d'âge tertiaire supposée par M. Agassiz, ni la plateforme postulée par Daly à une profondeur de 40 à 45 brasses.

M. Skeats en tire la conclusion que seule la théorie de Darwin est capable de donner l'explication de la structure de Funafuti.

3° *La théorie de Murray-Agassiz-Wharton-Gardiner.*

Semper fut le premier à émettre l'hypothèse que les atolls se formaient par la solution de la partie intérieure d'un plateau calcaire soulevé. Les auteurs signalés plus haut postulent tous la thèse de la formation des atolls par soulèvement et les différences ne concernent que certains détails.

M. Murray (37) admet que le soubassement de plusieurs atolls est formé par des volcans, qui peuvent être transformés par l'érosion marine en bancs sousmarins où les coraux s'installent. Mais il se peut aussi qu'un banc sous-marin s'accroisse par la pluie planctonique, dépôt consolidé plus tard par des éponges, alcyonaires, mollusques, etc.

La forme annulaire serait déterminée par une croissance plus rapide à l'extérieur des récifs. Le calcaire à la surface des récifs est enlevé par l'eau de pluie et l'érosion marine, et M. Murray admet que le mouvement de soulèvement peut être si lent qu'il est compensé par ces facteurs. Nous savons à présent que la solution proprement dite n'a pas lieu à une si vaste échelle que Murray l'admettait. Les recherches sur l'acidité des rivières de Tutuila, Samoa, etc. (33, p. 151) ont éliminé la possibilité d'une solution active par l'eau provenant des rivières.

Selon M. Agassiz (2, p. 30) tous les récifs ont été formés sur des proéminences du fond océanique déterminées soit par des roches

calcaires tertiaires, soit par des roches volcaniques, qui ont été modelées par l'érosion sous-marine. Souvent ces plateaux sont séparés par des canaux plus profonds. La forme annulaire des atolls serait déterminée par une différence de vitesse de croissance, par l'érosion marine et par les êtres perforateurs surtout pendant une période stationnaire du niveau de la mer.

M. Mayer (34) arrivait, dans ses recherches sur le récif de Pago-Pago sur l'action destructive des Holothuries, au résultat (plutôt stupéfiant pour le chef d'un laboratoire qui a mené pendant une dizaine d'années une lutte acharnée contre le « fantôme » (?) de la solution marine), qu'il disparaît chaque année, par les holothuries et l'érosion marine, quatre fois plus de calcaire que les coraux n'en produisent. Vis-à-vis de ces faits, M. Mayer admettait alors que l'influence des courants diminue et que les holothuries émigrent au fur et à mesure que la lagune devient plus profonde. Ces raisons ne sont pas tout à fait justes, car plusieurs holothuries vivent aussi sur le fond de la lagune, comme par exemple l'énorme *Stichopus vastus*.

Il me semble que les expériences de M. Mayer ont prouvé suffisamment l'influence des animaux destructeurs, et j'admets que la formation de certains atolls est déterminée par ce facteur.

M. Agassiz admet avec Wharton que la profondeur à laquelle l'action des vagues est sensible est déterminée par un changement brusque dans la pente. C'est jusqu'à 30 à 40 brasses que l'action des vagues se manifeste.

M. Wharton introduit dans la littérature la notion, du reste fautive (52), de l'uniformité du fond de la lagune. Il admet que des volcans qui s'élèvent au-dessus du niveau de la mer peuvent être tronqués jusqu'à une profondeur de 30 à 40 brasses, comme par exemple la Femme de Lot, au sud du Japon, et Smith Island. Sur les plate-formes ainsi formées s'installeraient les coraux.

Les idées de Stanley Gardiner ne diffèrent pas beaucoup de celles des auteurs signalés plus haut. La différence principale est que cet auteur admet une action sous-marine de l'érosion jusqu'à 200 brasses.

L'influence des courants marins profonds peut être importante. Selon les observations à bord du *Siboga* (50), on a trouvé des courants marins violents à 1595 m., près des îles Luciparia ; à 1264 m. (50, p. 104) au nord de Célèbes, à 2081 m. (50, p. 102) sur la côte du Banc de Siboga. Dès lors, la formation des proéminences sur les plateaux sous-marins par l'érosion n'est guère douteuse.

M. Agassiz admet encore qu'il est possible que des plateaux

calcaires d'une épaisseur considérable soient formés par la submersion lente d'une partie de la croûte terrestre. Dans ces masses calcaires tertiaires on peut rencontrer des couches coralligènes, mais elles n'ont rien à faire avec la formation des atolls. Ce n'est que par un soulèvement ultime que ces plateaux calcaires arrivent à la surface et que la forme annulaire est acquise par la solution, l'érosion marine, la croissance vers l'extérieur des coraux et la destruction par des animaux perforateurs.

Si l'érosion marine est trop énergique, l'anneau sera battu en brèche.

Constatons d'abord que l'âge tertiaire des plateaux signalés dans les travaux d'Agassiz (1, 2), est simplement imposé au lecteur, et que l'auteur n'en donne aucune preuve géologique ou paléontologique.

Dès lors, ces constatations n'ont qu'une valeur tout à fait hypothétique. Dans le forage de Funafuti, qui descendit jusqu'à 339 m., aucune couche tertiaire ne fut rencontrée. Pourtant, il n'y a aucun doute qu'une partie des calcaires qui forment le soubassement des atolls sont vraiment d'âge tertiaire. Dans le forage de l'île Christmas on a trouvé des orbitoïdes¹.

Il est certain que la théorie d'Agassiz explique la formation de certains récifs, mais une application générale de la théorie pour expliquer l'origine des récifs est impossible. Pourtant il sera utile de considérer de plus près les arguments de M. Davis *contre* la théorie d'Agassiz (18, p. 230).

1. M. Davis constate d'abord que les falaises manquent généralement sur les îles coralliennes et que les plates-formes récifales sont insignifiantes. C'est probablement le cas pour les îles visitées par cet auteur, mais M. Agassiz signale à plusieurs endroits des falaises (1, pl. 106; 3, pl. 109, 110, 113, etc.). Aux Iles Schouten, qui se trouvent actuellement dans une période stationnaire, je les ai rencontrées partout.

Quant à la largeur des plates-formes, elles peuvent avoir des dimensions différentes. J'ai constaté aux Iles Schouten des largeurs variant de moins d'un mètre à plusieurs centaines de mètres. Davis (19, p. 200) signale au S.-W. de Pelawan, à Yap, etc., des longueurs de 3 à 5 km. Darwin (17, p. 31) admet des largeurs moyennes d'environ 500 m., mais signale aussi des largeurs de 5 km. (17, p. 34). Louis Agassiz signale des largeurs jusqu'à 3 km., etc.

¹ Selon M. Répin (XLIII, p. 237), le calcaire soulevé de quelques récifs pacifiques serait d'origine tertiaire.

2. M. Davis constate que la profondeur de plusieurs lagunes est plus grande que celle des plates-formes sous-marines, qui subissent l'érosion et qui possèdent les mêmes dimensions en largeur. Ce critère n'a pas de valeur, car dans une lagune les courants marins agissent de toute autre façon que sur un banc ouvert. Il est évident que des courants de $4\frac{1}{2}$ à 8 milles, comme Agassiz les a constatés à Rangiroa (1, p. 33), à Rorsia (1, p. 97) et à Hao (1, p. 113), doivent avoir une grande influence sur le modelé du fond des lagunes.

3. M. Davis constate que les presqu'atolls n'auront pas de falaises développées. Il entend par ce terme désigner des atolls en voie de formation, dont l'île centrale a presque disparu sous les flots. Cette île devrait selon lui présenter des falaises, si la théorie d'Agassiz était exacte. Mais il me semble que l'auteur oublie que l'érosion marine *dans* la lagune est peu importante et que l'érosion subaérienne est le principal facteur qui détermine la morphologie de l'île centrale.

4. M. Davis dit que jusqu'à présent on n'a pas pu donner une raison suffisante pour expliquer le fait que les récifs ne se fixent pas pendant l'érosion de la plate-forme sous-marine. M. Agassiz n'a jamais affirmé ce fait. Au contraire ! Dans sa description des Maldives, il a insisté sur la conclusion que les coraux peuvent se fixer sur toute surface favorable, donc aussi sur des plates-formes en voie de formation.

5. M. Davis constate qu'on n'a pas trouvé des récifs soulevés formés de masses encroûtantes sur la partie extérieure des bancs rocheux, largement érodés.

Nous pouvons renvoyer le lecteur aux remarques faites à propos des opinions de M. Boehm et Martin.

Il me semble que les arguments de M. Davis manquent de force. J'admets la possibilité de la théorie de M. Agassiz pour l'origine de certains récifs, mais pas pour tous les récifs. Les travaux classiques sur la morphologie des récifs de cet auteur ont une grande valeur pour l'étude des constructions coralligènes.

4. *La théorie de Daly et celle de Vaughan.*

Daly (14, p. 159) admet un refroidissement des eaux sur toute la surface terrestre pendant la glaciation quaternaire. Une diminution de 5° aurait suffi pour « donner la victoire aux vagues dans leur bataille contre les récifs protecteurs ». Lorsque ce rempart protecteur fut détruit, l'érosion marine attaqua la terre et forma de larges plateaux continentaux. Pendant la glaciation une grande quantité

d'eau fut absorbée par les calottes glaciaires, et l'attraction par les masses glaciaires accentuait encore un abaissement du niveau dans les tropiques. Après la glaciation, le niveau de la mer tropicale est monté de nouveau et le réchauffement des eaux des tropiques a permis aux Planules provenant des coraux qui avaient échappé au massacre, de quitter les baies abritées où ils avaient hiberné et de se fixer sur les plates-formes, envahies de nouveau par la mer.

Daly admet des mouvements locaux de l'écorce terrestre d'environ $3\frac{1}{2}$ m., mais en général, selon lui, le fond des mers à coraux fut stable pendant tout le Tertiaire supérieur et le Quaternaire.

En se basant sur cette stabilité du fond, Daly conclut (14, p. 172) qu'« une revision des données l'a conduit à admettre un mouvement positif de 50 à 60 m. (27 à 33 brasses) ».

Or, l'érosion marine se fait sentir d'une façon considérable jusqu'à une profondeur de 20 à 40 m. et ainsi les limites de profondeur des plateaux formés par la glaciation seraient de 75 à 115 m.

Daly (15, p. 69) constate que le changement brusque marqué sur les cartes à l'isobathe de 200 m. est faux, parce que ce changement a lieu à 75 m.

Les récifs actuels ne sont que des formations secondaires sur les plates-formes d'âge postglaciaire.

« Certains traits capitaux, dit-il, sont inexplicables par la théorie d'affaissement, mais bien par la théorie glaciaire (15, p. 71) ». Parmi ces faits, on trouve les postulats suivants :

1° La jeunesse évidente des espèces coralliennes constructrices de récifs situés en plein Océan ;

2° Le fait que le fond de la lagune est uni ;

3° La presque égalité des profondeurs des lagunes de tous les parages à récifs ;

4° La correspondance frappante entre la profondeur des lagunes et celle que l'on constate pour les bancs sans récifs.

Aucun de ces postulats n'est juste.

1. Aucun des spécialistes sur les coraux fossiles n'a défendu le point de vue de M. Daly. Au contraire, Vaughan, le meilleur connaisseur des coraux fossiles et récents, nie carrément la destruction d'une grande partie de la faune coralligène pendant la glaciation.

2 et 3. M. Davis (18, p. 237) a prouvé que l'unité du fond de la lagune est une fiction. Les tabelles données par Daly (41 p. 187-192) prouvent que seulement un cinquième des soixante lagunes qu'il cite ont une profondeur de 45 brasses ou plus, tandis que la profondeur moyenne varie de 20 à 40 brasses (35 à 76 m.).

4. Nous avons signalé plus haut que M. Davis a constaté (p. 157), juste le contraire.

Vaughan (48, p. 319) constate que tous les récifs, loin des côtes de l'Amérique, ont été formés sur des plates-formes, sauf ceux de la côte S.-W. de Barbados. Ils manquent là où les plates-formes n'existent pas. Aucune des plates-formes américaines ne fut formée par la sédimentation derrière des barrières.

Vaughan pense que la formation des *récifs fossiles* est déterminée par des mouvements de l'écorce terrestre. Mais pour les récifs vivants, il admet une submersion générale dans les tropiques due à la déglaciation.

Enfin, Vaughan n'admet pas une destruction de la faune coralligène pendant la glaciation.

Considérons de plus près la théorie de Daly.

La température s'est-elle abaissée dans les tropiques pendant la glaciation ?

M. Matajiri Yokoyama (53) constate, en se basant sur la faune du Pleistocène supérieur de Tokio-Singawa et la faune quaternaire de Sobo-Noma, que la mer près de Noma, qui a actuellement une température de 10°, avait au quaternaire une température d'au moins 19° C. « Dans l'Occident, on parle de période glaciaire, tandis que chez nous, dans l'Extrême-Orient, nous pouvons parler de l'âge corallien », dit-il.

K. Oseki (39) raconte que M. Penck a reconnu sur des *photographies* des Alpes japonaises des « cirques glaciaires » et moraines frontales. Mais au lieu d'une reproduction photographique des clichés, l'article ne contient que des *dessins* d'après les photos. Et puisque l'auteur constate que l'on n'a jamais trouvé de roches moutonnées, ni de stries glaciaires au Japon, il me semble que le postulat de M. Yokoyama, basé sur une étude consciencieuse, a plus de valeur que la thèse de M. Oseki. La quantité considérable d'hypothèses sur l'origine des périodes glaciaires est la meilleure preuve du fait que le problème glaciaire est loin d'être résolu.

Il me semble pourtant peu vraisemblable qu'une diminution de la température de 5° se soit produite dans les tropiques, pendant les périodes glaciaires, car il n'existe aucune indication de la destruction de la faune coralligène pendant le Quaternaire. Considérons maintenant les oscillations du niveau. Les calculs sont basés sur le fait que la glace pénétrait loin vers le sud dans l'hémisphère nord. Mais si la glaciation n'a pas eu lieu dans la partie septentrionale du Pacifique, où dans une partie de la Sibérie, si au contraire il y avait

là une élévation de la température, l'amplitude de l'oscillation devient absolument hypothétique. Quant à l'oscillation elle-même, il est *possible* qu'un changement de niveau ait eu lieu et j'admets cette possibilité parce que je ne peux pas prouver le contraire. Les données actuelles sont insuffisantes pour trancher cette question.

Il est « *possible* », mais pas du tout prouvé, que la glaciation a eu une influence sur les formations coralligènes qui sont situées à la limite de la température nécessaire pour la croissance de polypiers, comme M. Davis l'admet pour les îles du Pacifique sud, par exemple, Norfolk Islands et quelques îles dans le Pacifique du nord, telles que Midway, Nikoa, etc. (18, p. 247).

* * *

Dans l'archipel des Indes néerlandaises, M. Molengraaff a essayé d'expliquer l'histoire géologique du quaternaire, d'une partie de l'Insulinde par l'application de la théorie de Daly. M. Molengraaff (35) divise l'archipel des Indes orientales en une partie stable et une partie mobile. La partie stable est formée par la plate-forme continentale de l'Asie, Sumatra, Bornéo et Java, qu'il appelle « Sundaplat », et celle de l'Australie et la Nouvelle-Guinée, appelée par lui le « Sahoulplat ». Entre ces deux parties se trouve la partie mobile de l'archipel.

Vers la fin du Pliocène, le « Sundaplat » était presque transformé en pénéplaine. Au commencement du pléistocène, la mer se retirait et un nouveau cycle d'érosion commençait. Après la glaciation, la mer montait de nouveau. Cette submersion est prouvée par l'existence de plusieurs cours d'eau sous-marins.

Dans la vallée de la rivière Kapouas (Bornéo), cet auteur a trouvé des anciennes terrasses fluviales découpées par un abaissement de niveau et remplies plus tard en partie par un mouvement positif de la mer.

Enfin, M. Molengraaff constate que selon les données historiques, les glaciers des Alpes présentent un accroissement depuis l'an 1570 à 1850. Mais dès ce moment les glaciers se retirent. L'auteur admet que le contre-coup de ces mouvements s'est manifesté par un abaissement du niveau marin sur toute la zone équatoriale. Il explique ainsi la formation des bancs calcaires trouvés à Bangka, à 1 à 2 m. au-dessus du niveau de la mer.

M. Weber confirme par des données zoogéographiques l'hypo-

thèse de M. Molengraaff. M^{lle} Popta (41) arrivait déjà en 1914 au même résultat que M. Weber.

M. Molengraaff admet un abaissement du niveau de la mer d'au moins 40 brasses (35, p. 504). Or, plusieurs géologues ont constaté au Quaternaire des soulèvements des côtes de Java et Sumatra.

M. van Es (21, p. 264) a constaté un soulèvement quaternaire pour la côte du S.-W. de Sumatra.

M. Verbeek, cité par M. van Es (21, p. 95-96) admet les mouvements suivants pour Java au *Quaternaire*.

1° Un mouvement de soulèvement de Java accompagné par un dépôt de couches fluviales.

2° Un mouvement de submersion et dépôt de couches marines.

3° De nouveau un mouvement de soulèvement et dépôt de sédiments fluviaux.

Les forages de Batavia (21, pl. VI, 5) ont confirmé tout à fait l'hypothèse de M. Verbeek.

La grande difficulté que l'on rencontre dans une vérification de la théorie de M. Daly est la détermination de l'âge. Il est possible que les mouvements cités plus haut sous 1° et 2° coïncident avec les oscillations de niveau déterminées par les phénomènes glaciaires. Mais si ces oscillations coïncident avec les mouvements cités sous 2° et 3°, la théorie de M. Molengraaff serait fausse.

M. Brouwer (8) a constaté sur la côte orientale de Sumatra plusieurs terrasses fluviales jusqu'à une hauteur de 100 m.

Cet auteur admet un soulèvement continu de cette région.

M. Tobler (47) signale ces terrasses à Djambi (Sumatra du sud). Mais l'âge de ces soulèvements est de nouveau inconnu.

Malheureusement, il nous manque un critère qui nous permette de déterminer l'âge exact des différents mouvements quaternaires et il est impossible de se prononcer définitivement sur l'hypothèse de M. Molengraaff. Les vallées sous-marines et le phénomène de la « vallée emboîtée » sont des critères peu importants, parce qu'ils peuvent être déterminés aussi par des mouvements de la croûte terrestre.

M. Molengraaff invoque l'absence de récifs soulevés sur le pourtour de la mer de la Sonde pour prouver qu'un soulèvement n'a pas eu lieu. Or, n'oublions pas que le milieu vaseux de la mer de la Sonde n'était pas favorable aux constructions coralligènes, ce qui explique suffisamment l'absence de ces récifs.

L'hypothèse d'une oscillation récente de quelques mètres déterminée par les glaciers ne s'accorde pas avec les mesures géodésiques.

Le capitaine Henrici (30, p. 603) constate qu'une élévation du niveau de 0,26 pieds a eu lieu en Angleterre depuis 1859, tandis que le niveau de Brest a varié de — 6 mm. en 1870 jusqu'à — 100 mm. en 1903.

M. Burrard (9, p. 368) signale une oscillation négative à Bombay depuis + 34,2 mm. en 1898 à — 47 mm. en 1905. La différence d'environ 2 pieds dans quelques stations des Indes britanniques est déterminée par des influences locales.

Le niveau de la mer change constamment sous l'influence des vents, la pression barométrique, etc. Une oscillation régulière, qui correspondrait aux mouvements des glaciers n'a pas été constatée.

Constatons encore que M. Daly se prononce de la façon suivante sur le « Soundaplat » :

« Des plates-formes très grandes (qui n'ont rien à faire avec l'abrasion par les vagues pléistocènes) se trouvent dans la mer de Java et la mer entre Bornéo et la péninsule Malaise..... Ces plateaux s'expliquent sans doute par un comblement continu du fond de la mer, tandis que le niveau de la mer ne changeait presque pas, ou même ne différait pas du tout de sa position actuelle. La plate-forme des Indes orientales est si large et si bien protégée contre les ondes du large qu'il est impossible qu'elle ait été modelée par les vagues pléistocènes ». (14, p. 198-199.¹)

Le forage de Funafuti ne confirme pas la théorie de Daly, car selon cette théorie le maximum possible de l'épaisseur du récif serait environ de 110 m. Mais après une étude minutieuse, M. Daly est arrivé au résultat que depuis 46 m. jusqu'à 340 m. le forage passait exclusivement par du matériel de talus du récif, ce qui explique cette grande épaisseur.

Il est pourtant douteux que dans tous les autres cas signalés par Gerland (25, p. 37, 38 et 52), où l'épaisseur des récifs dépasse 110 m., les forages passeraient tous par le talus.

J'admets la possibilité de la théorie de M. Daly pour quelques récifs situés aux limites des mers à coraux. Mais une application générale du principe me semble impossible.

4. La théorie d'Isostasie de M. Molengraaff.

M. Molengraaff (35) s'est servi du principe d'Isostasie pour expliquer la submersion des îles coralligènes. L'auteur divise le Pacifique en deux parties. La partie méridionale, comprenant aussi l'emplace-

¹ Traduit de l'anglais par l'auteur.

ment du géosynclinal de M. Haug, est mobile, tandis que la partie centrale du Pacifique représente la partie relativement stable.

La limite entre ces deux parties est une ligne qui passe par les fosses de Kermadec et Tonga et qui longe les îles Fiji, Nouvelles-Hébrides, Salomon, etc., vers l'Ouest.

Darwin et Dana ont admis un affaissement de 1000 à 1600 m. d'une partie du Pacifique, sur une surface de 15 à 30 millions de kilomètres carrés. M. Molengraaff n'admet pas un tel affaissement en bloc. Il suppose que les atolls du Pacifique se sont affaissés séparément. Tandis que les roches volcaniques manquent dans la partie sud-ouest, elles sont fréquentes dans le Pacifique central.

Ces îles présentent toutes une anomalie positive de la pesanteur et ces anomalies indiqueraient la présence des roches basiques. M. Molengraaff pense que « les îles volcaniques qui s'élèvent comme des cônes ou des groupes de cônes volcaniques directement sur un sima plastique (c'est-à-dire sur le magma profond), ne peuvent pas persister. Grâce à l'Isostasie et sous l'influence de la pesanteur elles doivent s'affaisser plus ou moins rapidement », pour disparaître sous le niveau de la mer.

Gerland (25) postulait, déjà en 1895, le principe de l'affaissement individuel des volcans du Pacifique. Il constatait qu'il ne s'agit pas d'un phénomène de tassement, puisqu'aux îles Palau, Salomon et Pamaoutou on constate des périodes alternatives de soulèvements et d'affaissements. Gerland avouait qu'il était incapable d'expliquer ces phénomènes et le principe de l'Isostasie est introduit par M. Molengraaff.

Qu'est-ce que c'est que l'Isostasie ? La réponse à cette question varie selon les différents auteurs ; elle est souvent plus ou moins équivoque. Voici quelques exemples :

Wegener (51, p. 279) admet que certaines parties de la lithosphère sont *plongées* dans le magma plus lourd. Elles se comportent donc comme des « icebergs » flottant dans la mer et ne reposent pas *sur* le magma.

Hayford et Titmann (27, p. 192-194) établissent que si la terre était composée de matériaux homogènes, sa surface d'équilibre, sous l'influence de la gravitation et de sa rotation, serait un ellipsoïde de révolution. La terre est composée pourtant par des matériaux hétérogènes. Si cette matière hétérogène était disposée de façon que chaque surface équipotentielle possède la même densité, il y aurait équilibre parfait. Cet état n'existe pas. Les matériaux ne sont pas fluides et possèdent une viscosité considérable surtout

près de la surface, et l'équilibre ne peut pas s'établir. La surface terrestre présentera par conséquent une légère différence par rapport à l'ellipsoïde idéal. Là où il existe un déficit de densité on trouvera une surélévation et au-dessus d'une région d'excès de masse, se trouvera un enfoncement. Ainsi se forment les continents et océans. Les continents doivent flotter pour ainsi dire, parce qu'ils sont composés de matériaux relativement légers. Cette condition particulière d'équilibre est l'« Isostasie ». La profondeur dans laquelle la compensation est parfaite est appelée le « *niveau de compensation* ». Depuis cette limite, la pression que subit un élément, est égale dans toutes les directions, « comme s'il faisait partie d'un fluide parfait ».

Ces auteurs calculent une profondeur de 113,7 km. pour le niveau de compensation. Ce calcul est basé sur 507 observations sur la déviation du fil à plomb. Selon ces auteurs, la position des Etats-Unis au-dessus du niveau de la mer n'est pas due à la rigidité de l'écorce terrestre, mais au fait que cette partie de la croûte terrestre, plus légère que le magma profond, flotte sur celui-ci.

Stark (45) dans ses études pétrographiques, Branca (6) dans ses études sur le volcanisme et enfin Gilbert (26) dans ses recherches sur l'origine des anomalies de la pesanteur ont tous conclu à la constitution hétérogène de la Terre.

Il est évident qu'en vertu de cette hétérogénéité les roches différentes deviendront visqueuses à des profondeurs différentes. L'étude du volcanisme nous a prouvé que la viscosité des laves basiques est souvent moins grande que celle des laves acides.

Pourtant Hayford et Tittmann admettent qu'il existe un seul niveau de compensation à environ 114 km. où toutes les roches acquièrent tout d'un coup leur fluidité. Il est donc fort probable que le point de départ des calculs de ces deux savants américains est faux.

M. Gilbert (26) remarque que la compensation isostatique n'est pas parfaite. Il admet que la profondeur de compensation peut varier et que ces variations expliquent en partie les anomalies de gravitation. Pourtant il est impossible d'expliquer ainsi les plus grandes anomalies, puisqu'il faudrait admettre des déplacements du « niveau de compensation » de plusieurs fois 114 km.

M. Gilbert explique donc les anomalies par des différences de la matière non seulement de la croûte terrestre, mais aussi du magma fluide et du nucleus rigide.

Malgré ces différences sur la notion de l'Isostasie, tous les auteurs sont d'accord qu'on doit trouver, selon le principe de l'Isostasie,

des anomalies positives au-dessus des océans et négatives sur les continents.

Considérons de plus près les résultats de ces mesures.

Suess (46) constatait déjà que les anomalies de la pesanteur ne confirment pas la théorie de l'Isostasie. En Europe, on constate une large région d'anomalie positive sur l'emplacement de l'Oural et une partie de la Russie du Nord, une seconde dans la zone Varsovie-Kief et mer Noire, une troisième dans l'Allemagne du Nord, dans une partie de l'Italie et de l'Autriche (46, pl. 396, p. 1585). Mais les huit mesures faites dans la Méditerranée sont négatives (46, p. 1603).

La carte de l'Amérique du Nord (26) présente quatre grandes zones à anomalies négatives, séparées par trois zones importantes d'anomalies positives et la surface totale à anomalies positives est un peu plus grande que celle à anomalies négatives.

Gilbert remarquait déjà que, s'il existait vraiment un excès de masse sous les Océans et un déficit de masse sur les continents, on devrait constater un gradient d'anomalies de l'Océan vers la terre ferme dans les zones cotidales. Sa carte démontre nettement que cela n'est point.

Considérons maintenant les mesures sur la mer. L'océan Indien a donné des anomalies positives. Mais dans le Pacifique la fosse du Tonga donnait des chiffres négatifs importants (42, B. XII). Au nord du 24^e degré N. on trouvait une zone négative jusqu'au 37^e degré N. (16 mesures négatives et 3 positives).

Dans l'Atlantique, Hecker trouvait sur 67 mesures, une valeur nulle, 29 mesures positives et 37 mesures négatives.

Ces résultats sont plutôt déconcertants pour ceux qui postulent le principe de l'Isostasie. Mais n'oublions pas que les mesures sont peu nombreuses et que le hasard peut avoir joué un rôle important dans ces déterminations.

Pourtant, si les mesures de Hecker étaient distribuées sans aucune régularité, on pourrait douter de leur valeur. Mais cela n'est point, car on rencontre des *zones* à anomalies positives, nettement séparées des zones à anomalies négatives, et il me semble qu'il est fort probable que le travail de Hecker nous donne une image assez nette de la distribution des anomalies.

Les géodésiens et géophysiciens ont essayé d'expliquer ces anomalies.

M. Wegener (51, p. 278) admet que les déficits sur la mer sont déterminés par la couche épaisse d'eau dans les fosses océaniques. Au premier abord, cette solution semblerait suffisante pour expli-

quer les anomalies négatives dans la fosse de Tonga. Or, Hecker trouvait à 9000 m. une anomalie de $-0,228$, à 5000 m. (?) une anomalie de $-0,268$ et sur le plateau de Tonga une anomalie à 3000 m. de $+0,184$ à $+0,142$.

Il est évident qu'il est impossible d'admettre que cette différence de $+0,184$ à $-0,268$ est produite par une couche d'eau d'environ 2000 m. (42, B. XII, p. 242-249).

M. Hecker a constaté que la distribution des anomalies sur les océans est régulière, sauf sur les endroits à variation brusque dans la profondeur.

M. Giulio Constanzi (11) admet que la distribution des anomalies est liée à la disposition des chaînes de montagnes, et il donne certaines règles assez compliquées. Mais ces règles n'expliquent pas les anomalies hors des chaînes de montagnes, comme par exemple l'anomalie négative dans la fosse de l'Afrique, les anomalies variables dans la vallée du Rhin depuis le lac de Constance jusqu'à la fosse du Rhin, les zones positives de l'Amérique du Nord, etc.

M. Niethammer (38) admet que les plus grandes anomalies négatives ne correspondent pas aux plus hauts sommets actuels parce que les plus hautes saillies originelles ont été les premières enlevées par l'érosion. Mais M. Gilbert (26, p. 32) constate que les Apalaches ont été dénudés pendant deux périodes géologiques. Ils ont dû perdre des milliers de pieds de sédiments et pourtant ils ont une anomalie positive.

M. Gilbert (26), nous le savons, tout en admettant le principe de l'Isostasie, explique les anomalies par la rigidité de l'écorce terrestre et par la formation hétérogène de la Terre, non seulement de la croûte superficielle, mais aussi de la zone magmatique et du nucleus rigide.

Les Apalaches, le plateau de Wasatch, etc., sont des charges surajoutées et supportées grâce à la rigidité de l'écorce.

Il me semble que l'hypothèse de M. Gilbert est la seule qui soit capable d'expliquer les différentes anomalies.

Enfin, l'école américaine a vivement critiqué les mesures de Hecker. Comme on sait, Hecker se servait pour ces mesures du principe que le point d'ébullition d'un fluide dépend de la pression barométrique. Hecker mesurait la température, calculait la pression correspondante et la comparait avec la hauteur d'un baromètre à mercure. Cette méthode lui permit de constater encore des différences de 10^{-5} de g .

M. Bauer (9) critique surtout la méthode de calcul suivie par

Hecker, et Briggs (7) constate que l'erreur faite dans les mesures du thermomètre hypsométrique est d'environ $0,003^{\circ}$ C., correspondant à une pression atmosphérique d'environ 0,083 mm. ou à une erreur de 0,11 cm. pour la gravitation.

Mais même si l'on admet une précision pour les mesures de Hecker de 10^{-4} , les très fortes anomalies de l'avant-fosse de Tonga contredisent la théorie de l'Isostasie.

Le résultat des mesures actuellement effectuées ne peut pas être considéré comme une confirmation complète du principe de l'Isostasie. Il me semble que l'effet de l'Isostasie est tellement modifié par d'autres facteurs que l'application du principe dans les problèmes géologiques régionaux comme l'origine des récifs du Pacifique, devient très précaire. Les données dont nous disposons ne nous permettent pas du tout de conclure à un excès de masse général sous les océans, ni à un déficit général sous les continents.

Considérons maintenant le rapport entre la constitution pétrographique et les anomalies du Pacifique.

Les roches basiques sont fréquentes dans le Pacifique ; mais n'oublions pas que la pétrographie de cette région est relativement peu connue. M. Iddings (31) cite la présence des trachytes et phonolites à différents endroits, fait confirmé par M. Stark (45, p. 290-291). M. Iddings considère ces roches acides comme des différenciations d'un magma basique (31, p. 416) et il propose d'explorer soigneusement le Pacifique pour calculer un magma moyen.

Quant au calcul d'un magma moyen pour le Pacifique proposé par cet auteur, il me semble que c'est un travail inutile. Même si l'on a soigneusement exploré toutes les îles du Pacifique, un calcul basé sur ces données doit être faux puisqu'on est forcé de négliger une surface infiniment plus grande couverte par l'Océan.

Il est fort probable que la croûte terrestre sera composée au Pacifique, comme M. Stark l'a prouvé pour les autres parties de l'écorce terrestre, par des roches du type pacifique et par celles du type Atlantique, des roches basiques et des roches acides, des roches lourdes et des roches légères, et on y trouvera par conséquent des anomalies positives et négatives.

Le magma basique ayant souvent un haut degré de plasticité favorise le phénomène admis par M. Molengraaff. Il est possible que cette circonstance favorable ait déterminé l'affaissement local de certaines îles du Pacifique.

Mais une application régionale du principe, pour la formation de tous les atolls du Pacifique central, ne me semble guère possible.

Les anomalies négatives constatées par Hecker nous obligent à une grande prudence dans l'application du principe de l'Isostasie au problème de l'origine des récifs coralligènes.

* * *

Nous avons vu dans les pages précédentes que les causes qui déterminent la formation des récifs coralligènes sont de nature très différente.

Je crois qu'on peut considérer la période des discussions sur l'origine des récifs coralligènes comme close. Le problème des récifs coralligènes est entré dans un nouveau stade.

L'étude de l'origine des récifs forme une partie essentielle de l'histoire géologique des régions coralliennes et le problème de l'origine d'un récif local est surtout un problème d'histoire géologique locale.

CONCLUSIONS

1. L'origine des récifs coralligènes ne peut pas être expliquée par une seule et unique hypothèse, et une étude locale doit trancher la question de l'origine de chaque récif et chercher son explication.

2. L'état actuel dans lequel se trouve chaque récif est un équilibre entre des facteurs zoologiques, botaniques, biologiques, géologiques et météorologiques. Une étude sérieuse de tous ces facteurs est nécessaire pour pouvoir tirer une conclusion sur l'origine de chaque récif.

3. L'application des renseignements provenant des récifs sur la tectonique régionale exige une connaissance exacte de l'âge des récifs. Nos connaissances stratigraphiques des régions tropicales ne nous permettent pas, à l'heure qu'il est, de tirer des conclusions définitives sur l'âge des sédiments postburdigaliens.

4. Pour la solution des problèmes de la tectonique locale, l'étude des récifs sera de grande importance, aussitôt que le problème stratigraphique sera résolu.

Citons, pour finir cette étude, les paroles si exactes de M. Davis :

« Le problème des atolls n'est pas du tout résolu et il est impossible qu'il le soit avant que notre science ait fait des progrès incroyables. »

LITTÉRATURE

1. AGASSIZ, ALEXANDER. *The Coralreefs of the Tropical Pacific*. « Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard College. » Vol. XXVII. 1903.
2. — *The Coralreefs of the Maldives*. « Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard College. » Vol. XXIX. 1903.
3. BAUER, L. A. *Gravity determination at sea*. « Am. Journ. of Science. » 3rd series. Vol. XXXI. January 1911.
4. BOEHM, G. *Geologische Ergebnisse einer Reise in den Molukken*. « Congrès Géologique de Vienne. » 1903, p. 657-663.
5. — *Ueber Korallenriffe*. « Centralbl. für Geol. Pal. und Mineralogie. » 1910, p. 504.
6. BRANCA. *Ueber die Bedeutung der Magmatischen Erdbeben gegenüber die tektonischen Sitzungsber.* « K. Preuss. Akad. der Wissenschaften. » Bd. XXVIII. 1917, p. 380-399.
7. BRIGGS, L. J. *A new method of measuring the acceleration of gravity at sea*. « Proc. Nat. Ac. of Sciences. » July 1916, p. 399-407.
8. BROUWEN, H. A. *Bydrage tot de geologie v/d Boven-Kampar en Rokanstreken*, p. 130-171. « Jaarboek. Mynw. Ned. Oost-Indie. 1913. Verhandelingen.
9. BURRARD, S. G. *Note on mean sea-level*. « Geogr. Journal. » Vol. XXXIX, n° 4. 1912, p. 366-369.
- 10 a. CARY, L. R. *Studies on Alcyonaria*. « Yearb. Carn. Inst. Wash. » N° 14. 1915, p. 200-202.
- b. — *Alcyonaria as a contributing factor in the formation of some Pacific Coralreefs*. « Yearbook Carn. Inst. Wash. » N° 15. 1916, p. 173-175.
11. CONSTANZI, G. *Les déplacements des maxima de l'Anomalie positive et négative de la pesanteur relativement à la configuration du terrain*. « Comptes rendus de l'Acad. des Sciences, Paris. » N° 17. Tome CXLV. 1907, p. 695-697.
12. DAKIN, J. W. *The Percy Sladen Trust Expedition to the Abrolhos Islands*. Report I, p. 127-181. « Journal of the Linnean Society of London. » Jan. 1919. Vol. XXXIV, n° 226, p. 12.
13. DALY, R. A. *Pleistocene glaciation and the Coralreefproblem*. « Am. Journ. of Sciences. » Vol. XXX, p. 297-308, 1910.
14. — *The glacial control theory of coralreefs*. « Proc. Am. Ac. of Arts and Sciences. » Vol. LI. 1915, p. 157-251.
15. — *Origin of the living coralreefs*. « Scientia. » Vol. IX. 1917, p. 69-73.
16. DANA, J. D. *Origin of coralreefs and Islands*. « Am. Journ. of Sciences. » Vol. XXX, 1885, p. 89-106 et 169-191.
17. DARWIN, CH. *Les récifs de corail, leur structure et leur distribution*. Traduction de M. L. Cosserat, 1878.
18. DAVIS. *A Shaler Memorial Study of coralreefs*. « Am. Journ. of Sciences. » Vol. XL, p. 223-271. Fourth Series 1915.
19. — *Fringing reefs of the Philippine Islands*. Proc. Nat. Ac. Science, n° 7, 1918.
20. — *The homestudy of coralreefs*. « Bull. Amer. Geogr. Society' » 1914. Vol. XLVI, p. 561-577, 641-654, 721-739.

- 20a. DREW, G. H. *Report of the investigations on Marine Bacteria carried on at Andros Islands, Bahamas and the British West Indies in May 1912.* • Yearb. Carn. Inst. Wash., • n° 11, 1912, p. 136-144.
21. ES, VAN L. J. C. *De voorhistorische verhouding van land en zee in den O. I. Archipel en de invloed daarvan op de verspreiding der diersoorten*, p. 254. • Jaarb. v/h Mynw. • Ned-Indië Verhandelingen 2de gedeelte 1916.
22. — *De tektoniek van de Westelyke helft van den O. I. Archipel.* • Jaarb. v/h Mynw. • Ned-Indië Verhandelingen 2de gedeelte 1917.
23. ESCHER, B. G. *Atollen in den Nederl. O. I. Archipel.* • Mededeel. Encyclop. Bureau, • afl. XXII.
24. GARDINER, J. St. *The fauna and Geography of the Maldives and Lacadives Archipelago.*
25. GERLAND. *Vulkanistische Studien. Die Koralleninseln vornehmlich der Südsee.* Beiträge zur Geophysik, 1895.
26. GILBERT, G. K. *Interpretation of anomalies of gravity.* Prof Paper n° 85 C. U. S. Geol. Serv.
27. HAYFORD. *The importance of gravity observations at sea on the Pacific.* • Proc. Nat. Ac. of Sciences, • n° 7, 1916.
28. HECKER, O. *Die Schwerkraftbestimmung an der Erdoberfläche und ihre Bedeutung für die Ermittlung der Massenverteilung in der Erdkruste.* Zeitschr. Ges. Erdkunde 1909, p. 361-378.
29. HEDLEY, C., and TAYLOR, T. G. *Coralreefs of the Great Barrier Queensland. A study of their structure, life distribution and relation to mainland physiography.* • Austr. Assoc. Adv. Sciences. • Adelaide Meeting, 1907, p. 394-413.
30. HENRICI, O. E. *Mean Sealevel.* • Geogr. Journal. • Vol. XXXVIII, 1911, p. 605-607.
31. IDDINGS, J. P. *The petrology of some south Pacific islands and its significance.* • Proc. Nat. Ac. of Sciences, • n° 7, 1916.
- 31a. KELLERMANN, K. F. *Bacterial precipitation of calcium carbonate.* • Journ. Wash. Acad. Sciences. • Aug. 1914.
32. MARTIN, K. *Bemerkungen über sogenannte Korallenkalk oder Karang.* • Centralblatt für Min., Geol. und Pal., • 1911, n° 9, p. 282-285.
33. MAIER. *Coral reefs of Tutuila with reference of the Murray-Agassiz theory.* • Proc. Nat. Ac. of Sciences, • n° 8, 1917.
34. — *Efficacy of Holothurians in dissolving limestone.* • Yearbook Carn. Inst. Wash., • n° 16, 1917, p. 186.
35. MOLENGRAAFF, G. A. F. et M. WEBER. *Het verband tusschen den pleistocenen ystyd en het ontstaan der Soendazee, etc.* • Kon. Ac. Wetensch., • 29 nov. 1919, Dl. XXVIII, p. 497-544.
36. — *The Coralreef problem and isostasy.* • Kon. Ac. Wet. Proc. section of Sciences. • Vol. XIX, 4, p. 610-628.
37. MURRAY, SIR JOHN. *On the structure and origin of coralreefs and Islands.* • Proc. Roy. Soc. Edinb. • 1880, Vol. X, n° 107, p. 505-518.
38. NIETHAMMER. *Schwerebestimmungen der Schweizerischen Geodätischen Kommission Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. Jahresvers. Glarus, Bd. I, n° 91, 1908, p. 43-63.*
39. OSEKI, K. *Die Eiszeit in den Nord Japanischen Alpen.* • Geol. Rundschau, • 1915. Bd. IV, p. 346-353.

40. PIRSSON and VAUGHAN. *A deepboring on Bermuda Islands*. « Am. Journ. of Sciences. » Vol. XXXVI, July 1913, p. 70-72.
41. POPTA, M^{lle} C. M. L. *Une explication de la grande différence qui existe entre la faune ichtyologique de Bornéo et celle de Célèbes*. « Congrès intern. de Zoologie de Monaco, » 1914, p. 589.
42. *Procès-verbaux* des séances de la 15^e Conférence générale de l'Association géodésique et internationale, 1906, Budapest.
43. RÉPELIN, M. J. *Sur un point de l'histoire de l'Océan Pacifique*. « Comptes rendus Ac. des Sc., Paris, » t. 168, p. 237, séance du 27 janv. 1919.
44. SKEATS, E. W. *The Coralreef problem and the evidence of the Funafutiborings*. « Am. Journ. of Sciences, » 1918, p. 81-91. Vol. XLV, 4th series.
45. STARK, M. *Petrographische Provinzen*. « Fortschritte der Min. Krist. Petr. » Bd. IV, 1914, p. 252-337.
46. SUESS, E. *La face de la Terre*, tome III, 4.
47. TOBLER, A. *Topographische und Geol. Beschreibung der Petroleumgebiete bei Moeara Enim. (S. Sumatra.)* « Tydschr. Ned. Aard. Genootsch. » 1906, p. 199-315.
48. VAUGHAN, T. W. *Fossil corals from Central America, Cuba and Porto-Rico with an account of the American Tertiary Pleistocene and recent coralreefs*. « Smiths. Institution. U. S. Nat. Mus. Bul. » 103, p. 189-524.
49. WANNER. *Geologie von W. Timor*. « Geol. Rundschau. » Bd. 4, 1913, p. 138.
50. WEBER, M. *L'expédition du Siboga*, livre. II.
51. WEGENER, A. *Die Entstehung der Kontinente*. « Geol. Rundschau, » Bd. III, 1912, p. 276-292.
52. WHARTON, ADM. *Formation of Coralreefs*. « Nature. » Vol. LV, 1897, p. 390-393.
53. YOKOYAMA, M. *Climatic changes in Japan since the Pliocene Epoch*. « Journ. of the College of Sciences, Tokyo. » Vol. XXXII, Art. 5, 1911.

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE,
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE
(SUISSE)

Bulletin N° 32

MAURICE LUGEON et NICOLAS OULIANOFF

Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs
que ce phénomène peut faire commettre.



LAUSANNE
IMPRIMERIES RÉUNIES S. A.

1922

Extrait du *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*
Vol. 54, N° 206.

Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs que ce phénomène peut faire commettre.

PAR

Maurice LUGEON et Nicolas OULIANOFF.

Sur les versants, au voisinage du sol, quand les couches ont une direction parallèle ou sensiblement parallèle à la surface topographique, elles prennent des inclinaisons anormales. Sont-elles fortement redressées qu'elles se couchent, sont-elles horizontales qu'elles plongent vers l'extérieur du versant.

C'est là un phénomène bien connu ; c'est ce que les géologues allemands désignent par l'expression de *Hakenverwerfung* ; c'est ce que Pervinquière¹, le traducteur et annotateur du traité de Rinne, a désigné par les mots de *disposition en crochet*. C'est ce que, dans nos conversations, nous appelions, Marcel Bertrand et l'un d'entre nous, *balancement superficiel* ; c'est ce que l'un d'entre nous a parfois désigné dans ses leçons sous l'expression de *fauchage*.

Ce phénomène est dû aux multiples actions de la métasomatose et à la gravité. Son ampleur est fort variable, car elle dépend encore de la pente du versant, de l'âge de ce versant et de la constitution des roches, mais aucune ne fait exception, pas même le granit.

Malgré que ce fait soit bien connu, il occasionne encore très souvent des erreurs, soit de la part des techniciens, des ingénieurs civils dans le cas particulier, soit même aussi de la part des géologues.

Lorsqu'on ascensionne un versant, les affleurements rencontrés semblent présenter si bien un plongement normal que ce pendage n'est pas discuté. Toutefois, si l'observateur, au lieu de gravir la colline ou la montagne en suivant la surface du versant, suit le sillon d'un ruisseau, un couloir ou n'importe quelle entaille, il aura chance de s'apercevoir, si le sillon est assez profond, que les couches y plongent autrement que sur le versant parallèle à la vallée. Si les couches

¹ RINNE, *Etude pratique des roches*, 2^{me} édition, 1912, p. 70. Paris, J. Lamane.

EARTH SCIENCES LIBRARY

pendent normalement vers l'intérieur du versant, elles pourront, sur le coteau, devenir horizontales ou même plonger vers l'extérieur de la montagne. Le « crochet » sera ici une « faucille ».

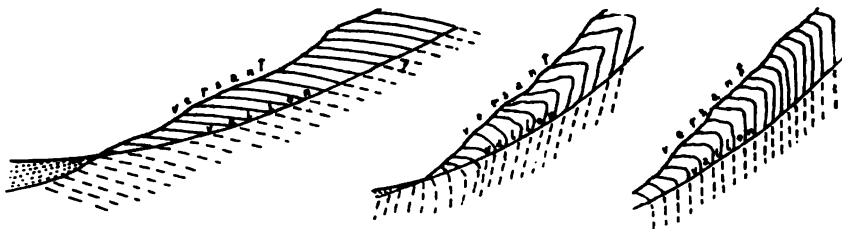


FIG. 1. — Trois exemples schématiques du balancement des couches dans un versant.

Dans certains cas, lorsque les couches balancées le sont sur une forte épaisseur, peut-être ne trouvera-t-on pas de sillons assez profonds pour pénétrer dans le versant jusqu'à la roche en position normale, et il semblerait alors que l'on ne puisse trouver un critère qui tire l'observateur de l'embarras.

Ce critère existe cependant. En effet, les couches balancées, n'étant pas soumises à une compression suffisante, sont toujours plus ou moins disloquées. Il n'existe pas un parallélisme parfait entre les bancs. On voit, par exemple, lorsque le fauchage a amené l'ensemble des couches au voisinage de l'horizontale, que des bancs sont localement inclinés dans un sens ou dans l'autre. Puis les couches sont fracturées, tronçonnées. Bref, quand le phénomène a été expliqué, compris et vu, un géologue se trompera plus difficilement.

Le phénomène, avons-nous dit, dépend d'une série de facteurs qui déterminent son ampleur. Nous connaissons des exemples dans les Alpes où l'épaisseur de la zone balancée mesure plus de 50 mètres, valeur prise normalement au versant. C'est-à-dire que si le versant n'est pas entaillé par un vallon dont la profondeur dépasse ce chiffre on ne saura voir la roche en situation normale.

* * *

Ce balancement superficiel des couches peut donner lieu parfois à d'importants tassements, même avec rupture déterminant des glissements sur les versants.

En effet, le lieu de fléchissement maximum des bancs peut former un plan plus ou moins régulier et plus ou moins parallèle à la surface du versant.

Si la roche est peu élastique, c'est-à-dire peu argileuse, il y a

rupture le long du plan de fléchissement maximum. L'eau qui s'infiltrait aisément dans la zone infléchie se collecte sur le plan de rupture et un beau jour la surface du versant se décolle et glisse.

Nous avons eu l'occasion de voir dans le val d'Illiez, en Suisse, un glissement d'une zone fauchée ; dans le plan de rupture le passage de l'eau criminelle était accusé par des dépôts de calcite.

Parfois, le poids seul suffit, surtout si le pied du versant est attaqué par un torrent. Tel fut le cas d'un écroulement qui se produisit il y a quelques années dans les schistes cristallins du val de Bagne.

Nous connaissons d'autres exemples. Ainsi une grosse conduite d'eau qui alimente Lausanne et qui traverse en siphon la Baie (torrent) de Clarens se rompait fréquemment. Elle était pourtant fixée sur des piliers en béton, mais ces piliers étaient fondés dans la zone balancée des schistes du Flysch. Les ruptures répétées démontraient qu'il y avait un mouvement lent et continu. Sitôt que l'on eût fondé les piliers sur la zone saine des couches, avec une épaisseur suffisante pour éviter le cisaillement, tout est rentré dans l'ordre et la conduite ne s'est plus rompue.

Combien n'existe-t-il pas de tunnels, tracés trop près de la surface du sol, qui soient victimes de ce phénomène de lent déplacement?

Plusieurs fois, l'un d'entre nous a conseillé aux constructeurs de galeries pour dérivation d'eau de ne pas trop économiser sur la longueur des « fenêtres » (ainsi qu'on le fit trop au début de la période de construction des centrales électriques) afin d'éviter cette zone de fauchage et de placer la galerie dans la roche non ébranlée.

Des affaissements qui se produisent sur certaines routes de montagne, sur des tracés de voies ferrées, sont souvent dus à ce phénomène du crochet. L'un des plus beaux exemples que nous puissions citer a eu comme théâtre la ligne du chemin de fer de Monthey à Champéry (Valais). Pourtant, la voie, en profil mixte, touchait du côté montagne les schistes du Flysch qui paraissaient bien en place. Et un jour vint où ce Flysch fauché se mit à descendre. Il fallut ripper le tracé du côté montagne afin de fixer la voie sur la roche saine et, sur une section où cet enfoncement n'était pas possible, fixer la voie sur des piliers.

Ces exemples suffisent pour montrer le rôle considérable joué par le balancement des couches lorsque ce phénomène, par sa sournoiserie, vient accabler d'ennuis les ingénieurs.

* * *

Voyons les géologues.

Ils sont, eux aussi, victimes, et chaque géologue peut l'être, tant ce fauchage met souvent de soin à cacher son existence.

L'une des erreurs que nous prendrons comme type d'examen, à cause des conséquences théoriques auxquelles elle entraîna son auteur, a été commise dernièrement par un observateur des plus distingués. Il nous excusera sans doute de prendre son travail comme exemple, puisqu'il ne s'agit ici que d'attirer l'attention sur les erreurs semblables que nous pourrions tous commettre un jour ou l'autre, en somme nous mettre en garde.

Il existe un pli célèbre dans les Alpes, c'est le fameux synclinal de Chamonix dont parle déjà si longuement Alphonse Favre et dont la description a été reprise dernièrement très en détail par Ed. Paréjas et confirmée par L.-W. Collet ¹.

En général, dans les plis très pincés des Alpes, les couches plongent vers l'intérieur de la chaîne, si elles ne sont pas verticales.

Lorsqu'on étudie le synclinal de Chamonix dans la vallée transversale du Rhône, à la Bâthiaz près de Martigny, les couches y présentent en effet leur plongement normal. Nous nous trouvons là dans le cas du sillon qui coupe le versant selon sa ligne de plus grande pente. Et ce sillon est particulièrement profond. On y voit les couches à peu près verticales.

De cette belle vallée transversale, si nous cheminons du côté du col de la Forclaz, nous nous engageons dans les flancs d'une vallée longitudinale, sur un versant parallèle à la direction des couches, disposé en conséquence pour le phénomène du balancement, et d'autant plus favorablement qu'il s'agit d'un versant très escarpé, humidifié par l'eau de ruissellement, un versant relativement vieux.

En cheminant quelque peu de la vallée du Rhône vers le col de la Forclaz, on voit les couches, tout d'abord en plongement normal, très redressées, incliner par place leur tête vers la vallée. C'est l'annonciation, si nous pouvons dire, du phénomène qui va prendre bientôt une énorme importance.

En effet, dans le bas de la vallée qui mène au col de la Forclaz,

¹ Ed. PARÉJAS. L'influence de la forme du rebord hercynien des Aiguilles Rouges-Arpille sur la tectonique du synclinal de Chamonix (C. R. des séances, *Soc. phys. et hist. nat. de Genève*, vol. 38, N° 1, janvier-mars 1921).

Ed. PARÉJAS. Sur le Trias de la bordure nord-ouest de la zone de Chamonix (*Id.*, vol. 38, N° 2, avril-juillet 1921).

Ed. PARÉJAS. La vallée de Chamonix. Esquisse géologique (*Echo des Alpes*, Genève, N° 7, 1921).

L.-W. COLLET. La chaîne Jungfrau-Mönch-Eiger du point de vue géologique (*Echo des Alpes*, Genève, N° 10, 1921).

entre les Rappes et le hameau de la Fontaine, dans tous les affleurements sans exception, toutes les couches qui percent les éboulis présentent des inclinaisons inversées, mais irrégulières, variant entre 30 et 50° NW, au lieu de leur plongement normal de 70 à 90° SE. Et ces couches inversées sont brisées, disjointes, tronçonnées.

Nous croyons qu'il est difficile de trouver un meilleur exemple de tête d'affleurement de couches balancées. Il est à noter que ces têtes fauchées affleurent ici exclusivement sur de petites croupes entre des sillons remplis d'éboulis ; et ce voile de matériaux ébouloux empêche de voir les couches sédimentaires mésozoïques en position normale. La nature avait admirablement tendu son piège et pourtant, plus farceuse que méchante, elle avait laissé de quoi se sortir d'affaire par la visibilité éclatante du tronçonnement des bancs.

Plus en amont, vers le col de la Forclaz, tout rentre dans l'ordre. L'arête du col est en effet taillée transversalement à la direction des couches. Les différentes assises qui constituent le synclinal sédimentaire de Chamonix continuent, entre la Forclaz et le col de Balme, à se conduire normalement. Il en est de même jusqu'aux chalets de Balme, parce que nous nous trouvons ici sur un versant couché.

Mais, par malheur pour le synclinal et pour le géologue, le pli entre, à quelque distance de ce groupe de chalets, dans le versant debout, très incliné, de la haute vallée de l'Arve.

Rien ne peut être mieux disposé pour démontrer péremptoirement le phénomène du crochet.

A l'endroit même où les couches permienes et mésozoïques passent du versant couché dans le versant debout, leur inclinaison change. Elles se renversent sur elles-mêmes pour ainsi dire, et, dès lors, jusqu'au village du Tour et au delà, plus loin qu'Argentière, elles ne montrent que la région balancée et rien d'autre. Ici, l'épaisseur de la zone fauchée est considérable et, malgré la profondeur des ravins, on ne voit pas, du moins dans ceux où nous avons pénétré, les couches en position normale. Mais partout l'examen, même très rapide des bancs, accuse le balancement. Par exemple, si, près du hameau de Montroc, non loin de l'entrée du tunnel des Montets, nous pénétrons dans un ravin très incliné, le Permien que l'on y voit présente une variation constante d'inclinaison, tantôt horizontale, 15° au NW, à quelques mètres plus haut, 10° un peu plus loin, etc. En outre, partout les couches se montrent rompues, tronçonnées.

Et du reste quand, placé à la gare de Montroc-Planet, on contem-

ple la montagne qui surmonte Argentière, on voit que toute la masse des couches qui forme le flanc de la montagne s'est, sur plusieurs centaines de mètres, affaissée sur elle-même. Et voilà pourquoi on constate partout ces plongements anormaux. Veut-on en avoir le cœur net? Si de ce ravin que nous citons plus haut on se dirige vers le col des Montets, on atteint les roches cristallines, ici coupées transversalement à leur direction. Alors, plus trace de plongement anormal, selon la règle qui veut, parce que cela n'est mécaniquement pas possible, que le fauchage ne puisse exister dans les versants transversaux aux couches.

* * *

Les erreurs d'observation faites par notre confrère n'auraient pas de conséquences graves s'il n'avait pas, de ces plongements mal interprétés, déduit des conclusions d'une haute portée pour la tectonique alpine, conclusions contre lesquelles nous sommes obligés de nous élever pour qu'elles ne subsistent pas comme fait acquis, ce qui pourrait entraîner d'autres vues erronées.

Nous tenons à dire que, à part l'erreur d'interprétation immédiate, il y avait dans ces observations un fait qui paraissait appuyer la manière de voir de Ed. Paréjas. Chaque fois que les couches présentent un plongement anormal, le Trias du flanc occidental du synclinal de Chamonix disparaît. Il y a laminage d'un certain nombre de couches. Cette disparition s'explique par trois possibilités. Ou bien le Trias n'existait pas originellement dans ces régions à *Hakenverwerfung*, ou bien le glissement dû au fauchage l'a fait disparaître, ou encore la présence du Trias jouant le rôle d'un drainage, les couches s'appuyant sur lui, moins humidifiées, n'ont pas eu la même aisance à s'incurver en crochet. Peu importe du reste, le fait brutal est là ; les plongements anormaux, et toujours localisés, sont dus au balancement superficiel des couches.

Voici l'hypothèse. Ed. Paréjas admet que, lors de la poussée alpine, lors de la phase insubrienne, le massif des Aiguilles Rouges aurait, localement, faiblement résisté et se serait écrasé en profondeur, se disposant en éventail.

Un fait aurait dû attirer toutefois l'attention de Ed. Paréjas et celle de son interprète, L.-W. Collet.

Pour admettre qu'une masse aussi résistante que celle qui représente le massif ancien des Aiguilles Rouges, soit localement comprimée en profondeur jusqu'à revenir en arrière sur l'objet compresseur, il faut que ce compresseur possède une forme complémentaire.

A l'élément femelle, comme on dit en langage d'ingénieur, il faut un élément mâle opposé.

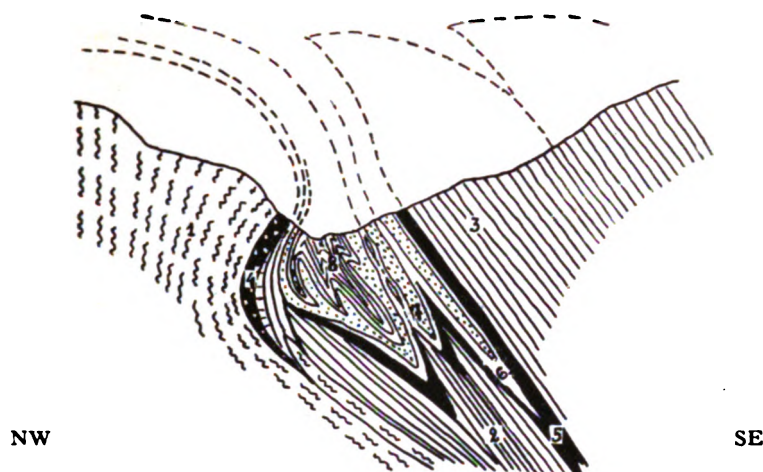


Fig. 2. — Profil géologique montrant les relations entre le massif des Aiguilles-Rouges et le massif du Mont-Blanc. Copie agrandie d'une section de la fig. 2, p. 411, de L.-W. Collet : la chaîne Jungfrau-Mönch-Eiger, etc.

1. Cristallin du massif des Aiguilles-Rouges. — 2. Schistes cristallins Chamonix. — 3. Schistes cristallins du Mont-Blanc. — 4. Carbonifère (noir pointillé). — 5. Trias (en noir). — 6. Lias inférieur. — 7. Lias moyen. — 8. Lias supérieur.

Or, si nous reportons ici la coupe dessinée par Collet, on voit un plan régulier pénétrant sous le Mont-Blanc, selon l'hypothèse du charriage du Mont-Blanc, que l'un de nous a donnée anciennement. En outre, entre le massif du Mont-Blanc et celui des Aiguilles Rouges existent les couches mosozoïques du synclinal de Chamonix, particulièrement plastiques, et même des couches tertiaires, ainsi que nous avons été les premiers à en signaler l'existence¹. Si donc un effort si violent, capable de produire une pareille contusion dans le massif des Aiguilles Rouges, s'était réellement produit, comment expliquerait-on que cette contusion ait pu être faite par des argiles se heurtant à des gneiss granitisés? Ne faudrait-il pas que, localement tout au moins, le Mont-Blanc présente des bosses faisant face aux creux des Aiguilles Rouges?

De tout cela, il n'y a rien. Une surface plane, une mâchoire d'étau,

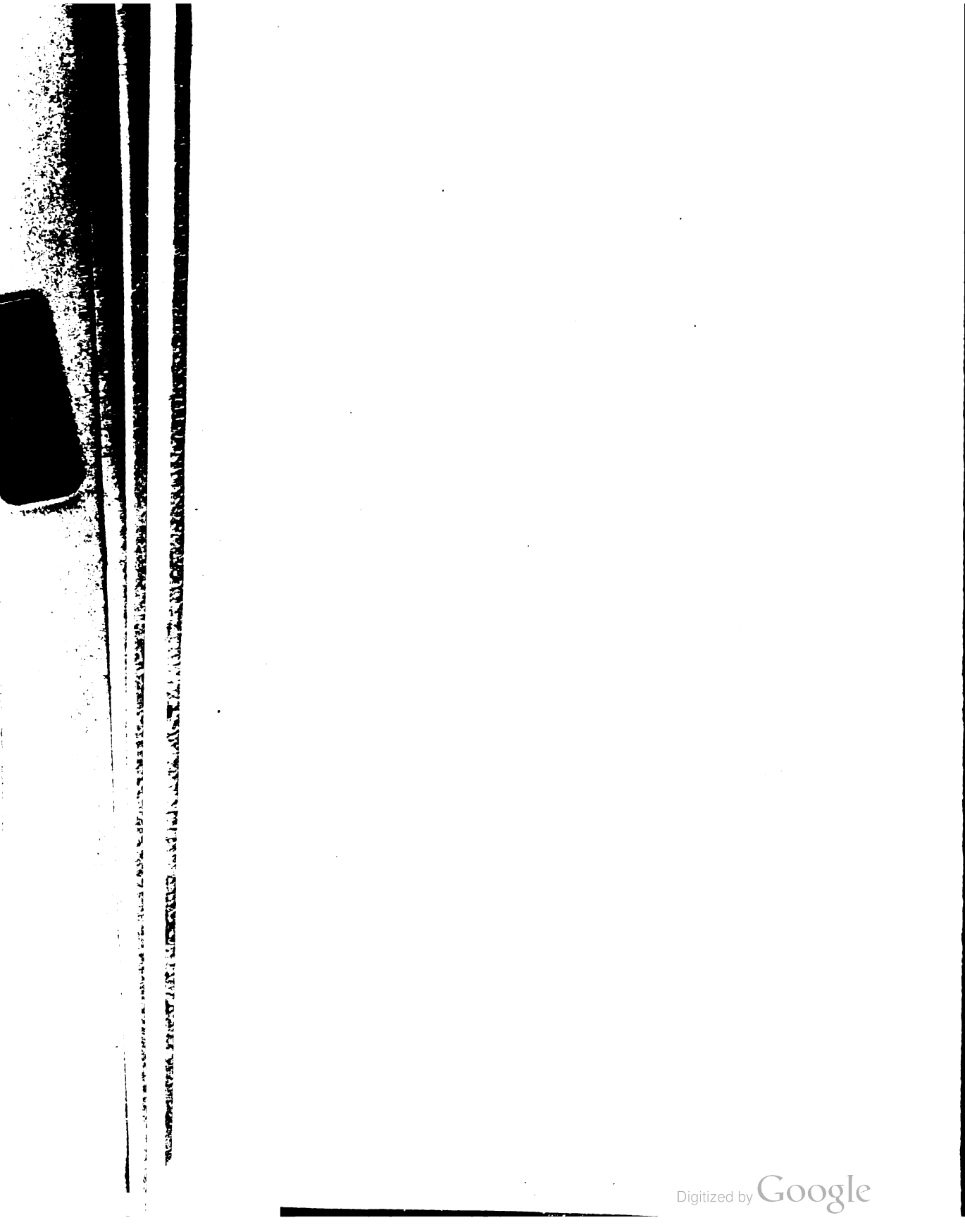
¹ Maurice LUGEON et N. OULIANOFF. Sur la géologie du massif de la Croix-de-Fer. *C. R. de l'Académie de France*, t. 171, pp. 563-565 (séance du 27 sept. 1920). Même dans des travaux qui s'adressent au grand public du Club Alpin, mais où, toutefois, la technique scientifique est au-dessus d'une œuvre populaire, il nous paraît que l'on devrait rendre à chacun ce qui lui est dû (Voir Ed. Paréjas, La vallée de Chamonix, *Echo des Alpes*, N° 7, 1921).

comme celle admise et dessinée, et représentant le Mont-Blanc, ne peut créer en avant d'elle, par l'intermédiaire d'une masse plastique capable de s'échapper, des creux infiniment petits par rapport à elle sur la surface de l'autre mâchoire.

* * *

Nous nous arrêtons là. Nous avons cru bon d'attirer l'attention sur le crochet des couches, sur les erreurs qui peuvent être commises et dont chacun, même averti, peut toujours être victime. Nous avons choisi quelques exemples aussi typiques que possible, sans vouloir, nous tenons bien à le dire, chercher une polémique, sachant, ceci dit sans paradoxe, combien les erreurs sont nécessaires en science. Elles nous obligent à la prudence, elles ne peuvent donc être que salutaires.

Etayons de grandes synthèses sur de grands faits généraux et soyons prudents pour l'exception. Celle-ci ouvre les chemins nouveaux mais à la condition que son contrôle soit soumis à la critique la plus rigoureuse.



BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE,
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE
(SUISSE)

Bulletin N° 33

ÉLIE MERMIER

Sur l'existence de gorges préwurmiennes dans
le Mormont (Vaud).



LAUSANNE
IMPRIMERIES RÉUNIES S. A.

1923

EARTH SCIENCES LIBRARY

(où ces couches plongent vers l'extérieur de la chaîne, alors que partout ailleurs elles sont ou verticales ou plongent vers l'intérieur) et sur les lacunes existant dans la série autochtone. En ce qui concerne ce deuxième fait, il nous accuse très indirectement de lui avoir fait dire qu'il s'était basé sur des lacunes du Trias du versant S-E des Aiguilles-Rouges pour établir la tectonique de cette région.

Nous regrettons de devoir dire à notre honorable confrère qu'il nous a mal lus. Nous avons justement cherché à excuser son erreur dans l'estimation des plongements par le fait que, chaque fois que les couches présentent un dérangement superficiel, le Trias en général disparaît, puisque nous avons écrit : « Nous tenons à dire que, à part l'erreur d'interprétation immédiate, il y avait dans ces observations un fait qui paraissait appuyer la manière de voir de M. Ed. Paréjas. » Nous n'avons pas voulu nous prononcer sur les causes de cette relation entre l'absence du Trias et le fauchage.

Nous nous sommes bien gardés de confondre deux choses : ce qui s'est passé anciennement, soit tous ces phénomènes de transgression et de régression, et nous n'avons qu'abordé la question purement tectonique du plongement des couches, sans nous préoccuper des laminages qui existent dans la série autochtone du soubassement sédimentaire de la zone de Chamonix ¹. Qu'il y ait deux bombements axiaux dans l'obstacle des Aiguilles-Rouges, c'est fort possible et nous sommes de l'avis de M. Paréjas quand il dit que bien téméraire serait le géologue qui attribuerait l'ampleur de ce phénomène de bombement à la pesanteur (fauchage) ou à la dissolution. Ce serait évidemment presque comique. Nulle part nous n'avons parlé de ces bombements et si M. Paréjas croise la plume avec des contradicteurs imaginaires ou inconnus de nous, c'est son affaire. Chacun a le droit de se battre contre des ailes de moulins à vent.

Dans notre note sur le balancement superficiel des couches, nous n'avons désiré qu'attirer à nouveau l'attention des géologues et des techniciens sur ce phénomène. Et c'est en quelque sorte un pur hasard qui a fait que l'un des exemples choisis atteignait dans ses œuvres vives la construction d'une théorie tectonique due à M. Paréjas.

Or, chose singulière, cet auteur, tout en reconnaissant qu'il doit modifier son tableau de plongement des couches, trouve que la

¹ M. Paréjas ajoute qu'il a observé en deux points le contact du sédimentaire et du cristallin sur l'Arpille, contact, dit-il, que nous prétendons caché sous l'éboulis. Là encore notre contradicteur nous a mal lus, nous n'avons pas même écrit ce mot de *contact*, parce qu'un contact n'a rien à voir dans les erreurs pénibles de géologie élémentaire qui nous préoccupaient.

disposition géométrique de son schéma resterait la même bien que des angles de 30° N-W, par exemple, doivent être remplacés par des valeurs de 90° ou de 80° S-E ! Si M. Paréjas veut bien regarder son dessin si parlant, mais, hélas ! faux, de la figure 12 de son mémoire, et remplacer les génératrices rentrantes par celles qui devraient réellement exister, il verra que rien ne subsiste de son rebroussement profond du noyau cristallin, rien, absolument rien. Tout s'écroule, et il faut savoir le reconnaître.

* * *

Non content de maintenir sa manière de voir, notre confrère cherche à nous accabler par l'opinion de toute une collectivité de géologues, tous plus célèbres les uns que les autres.

On ne peut que féliciter M. Paréjas de se placer dans un pareil aréopage, mais que ne s'inspire-t-il d'Alphonse Favre qui écrivait : « Mais ce qui me console d'être classé parmi ceux que les terrains des Alpes ont entraîné à faire certaines confusions, c'est la nombreuse et bonne société dans laquelle je me trouve. » (*Recherches*, vol. II, p. 33.)

Il rappelle la vieille querelle d'Alphonse Favre et de B. Studer, qui avait justement comme objet la vallée de Chamonix. L'illustre géologue genevois, qui avait vu juste au début de ses recherches, avait fini par accepter la coupe géologique, hélas ! fausse, due à son confrère. Nul n'est prophète en son pays, c'est le cas de le dire, puisque M. Paréjas a donc accepté les vues erronées du savant bernois plutôt que celles de l'ancien professeur de Genève. Notre contradicteur ¹, bien qu'il doive reconnaître qu'il n'existe aucun plongement vers le N-W, est à tel point ancré dans son idée qu'il dit : « Quant à l'éventail des Aiguilles-Rouges, rien jusqu'ici n'infirme son existence. » Et, à la suite de cette phrase, il dit que Studer, Favre, Michel-Lévy, Zaccagna, Argand l'ont dessiné !

Il nous eût étonné que notre ancien élève, le professeur Argand, ait répété la faute des devanciers. Il s'est bien gardé de tomber dans le piège. Dans ses coupes, la *surface* hercynienne n'est nullement renversée. Elle est ce qu'elle doit être et si, par des hachures, le professeur neuchâtelois a dessiné schématiquement des coupes plongeant vers le N-W, ce sont des plongements qui obéiraient au régime hercynien et non au régime tectonique tertiaire. On sait, du reste,

¹ • Nos profils 4 et 5, écrit M. Paréjas, doivent être modifiés de façon à ce qu'au voisinage des Aiguilles-Rouges les couches soient sensiblement verticales. • C'est vrai, et alors où est l'éventail ?

par l'un de nous¹, que les schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges n'ont pas cette allure monoclinale qu'on se plaisait à leur donner. Ils peuvent plonger dans tous les sens puisqu'ils présentent des plis souvent fort compliqués, et il faut bien savoir séparer deux tectoniques distantes l'une de l'autre par leur géométrie et par le temps. C'est ce que M. Paréjas n'a pas su voir dans les coupes d'Argand, pas davantage qu'il n'avait su nous lire. Argand n'a pas dessiné d'éventail tertiaire.

Que signifient donc ces coupes de nos vieux défricheurs des Alpes ? Sinon qu'ils se sont trompés ; et si nous sommes de ceux qui ont toujours proféré le plus grand respect pour nos devanciers, ce n'est pas en manquer que de dire qu'ils ont commis une erreur.

Où en serions-nous en sciences, et particulièrement en géologie, si l'avis d'un prédécesseur célèbre devait être considéré comme un dogme ?

Non satisfait de chercher à nous confondre en appelant à lui des opinions anciennes, basées sur de mauvaises observations, M. Paréjas veut nous entraîner dans d'autres champs clos. Par exemple, sur le versant sud du Mont-Blanc, dont nous n'avons nullement parlé parce que nous ne le connaissons pas. Il nous cite également l'éventail du massif de l'Aar, d'après Niggli et W. Staub.

On pourrait croire que notre confrère genevois désire que nous nous déclarions ennemis de tous ces éventails ! Nous devons avouer que cette coupe de Niggli et W. Staub ne nous plaît guère parce qu'elle laisse sentir, peut-on dire, le crochet superficiel des couches.

Et puisque nous en sommes dans des régions éloignées dont nous n'avons pas fait mention, que l'on nous permette de signaler que justement dans ces parages du massif de l'Aar, cet observateur, si fin et si consciencieux, qu'est le professeur Buxtorf², vient de mentionner que de grands territoires du versant gauche du Haut-Rhône valaisan présentent de tels fauchages superficiels, que ce que nous avons signalé pour le synclinal de Chamonix pourrait, mot pour mot, dit-il, s'appliquer à la région qu'il a étudiée. Encore un de ces territoires de plus où des couches, qui n'avaient pas une conduite normale, sont ramenées dans le bon chemin de la vérité !

* * *

¹ NICOLAS OULIANOFF. Quelques résultats de recherches géologiques dans le massif de l'Arpille et de ses abords (*Ecl. géol. helv.*, vol. XVI, p. 79, année 1920).

² A. BUXTORF. Über Flussverlegungen der Rhone bei Gletsch und bei Brig (*Eclogae geol. helv.*, vol. XVII, p. 328, année 1922).

Non, il n'y a pas trace d'éventail dans le massif des Aiguilles-Rouges dès Martigny, en Suisse, jusqu'au Prarion, soit dans tout le territoire étudié par M. Paréjas. Nous le défions de nous citer un seul point où les couches saines de la profondeur auraient été renversées par des dislocations tertiaires.

Nous irons même plus loin, puisque notre confrère nous y oblige : il commet une grosse faute de géométrie. Il cite en effet qu'à Saillon le plongement, d'après Renevier¹, est de 35° au S-E, alors qu'ailleurs il varie de 70° à 90°, et que de ces faits son éventail existe. Nous ferons tout d'abord remarquer qu'aucune couche ne plonge au N-W, ce qui serait nécessaire. Mais il y a plus.

Le flanc sud du massif cristallin des Aiguilles-Rouges se conduit en gros comme un demi-cylindre couché sur son plan diamétral. Mais ce cylindre est incliné. Il s'enfonce peu à peu vers le N-E. Et alors, selon les points où il est visible, les couches sédimentaires qui le recouvrent peuvent être horizontales, sur l'arête du cylindre, puis inclinées de plus en plus jusqu'à la verticale dans les parties profondes, près du plan diamétral. Elles disparaissent alors en profondeur mais ne peuvent ensuite que s'enfoncer sous le Mont-Blanc. Jamais elles ne sont renversées que par des balancements locaux, objet des erreurs de notre contradicteur. Où est donc l'éventail ?

Cette note est déjà assez longue. Si M. Paréjas tient à son éventail, qu'il le conserve. Nous ne voulons point le lui arracher des mains ou de l'esprit. Un éventail peut toujours servir à rafraîchir les idées ! Il faut savoir reconnaître franchement son erreur. C'est la seule façon de progresser. Nous regrettons d'avoir à nous exprimer ainsi, mais il ne fallait point chercher à nous engager dans une polémique stérile pour nous. Elle pourra être fertile pour d'autres, c'est ce qui nous console.

¹ Renevier cite en effet un plongement de 35° S-E dans la carrière de marbre, à 400 m. environ au-dessus de la plaine du Rhône ; mais ce même auteur constate qu'au niveau de la plaine les couches sont verticales, ce qu'il oublie de rappeler M. Paréjas (Renevier, *Monographie*, p. 91 et 241). Nous pouvons ajouter que beaucoup plus haut, dans la Grande Garle, les couches sont à peu près horizontales. Cela est bien conforme à la surface d'un cylindre.



BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE,

MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

(SUISSE)

Bulletin N° 36

ÉLIE GAGNEBIN

Description géologique des Préalpes hordières
entre Montreux et Semsales.

LAUSANNE

IMPRIMERIES RÉUNIES S. A.

1924



BELLE

DE LA

LIBRAIRIE

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

(SUISSE)

EARTH SCIENCES LIBRARY

Extrait des *Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles*
N° 1. Vol. II.

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE,
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE
(SUISSE)

Bulletin N° 36

ÉLIE GAGNEBIN

Description géologique des Préalpes bordières
entre Montreux et Semsales.



LAUSANNE
IMPRIMERIES RÉUNIES S. A.

—
1924

Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales

PAR

ELIE GAGNEBIN

Communication préliminaire.

INTRODUCTION

« Dans les choses même où il semble que
l'on ait séparé l'amour, il s'y trouve secrète-
ment et en cachette, et il n'est pas possible
que l'homme puisse vivre un moment sans
cela... »
B. PASCAL.

La zone des *Préalpes bordières* est une unité géographique et géologique bien définie. C'est le premier chaînon alpin qui s'élève au-dessus du plateau molassique, entre l'Arve et le lac de Thoune. Montagnes peu escarpées, façonnées par la dernière glaciation, couvertes de forêts, elles s'allongent en un chapelet discontinu et légèrement sinueux, comme un feston aux Préalpes romandes. Les collines du Faucigny et la montagne des Voirons, à l'E. de Genève, en sont les représentants français. Au N. du lac Léman, elles constituent les Pléiades, les Corbettes, le Niremont, puis la plaine de Bulle, le Montsalvens, la chaîne de la Berra et celle du Gurnigel ¹.

Les terrains de la zone bordière contrastent avec ceux des régions environnantes. Ecailles de calcaires et de schistes mésozoïques pincées entre deux masses de Flysch, leurs affinités stratigraphiques ne vont pas aux chaînes toutes voisines des Préalpes

¹ Géologiquement, cette zone se prolonge vers le N.-E. par une série de masses isolées, supportées par les nappes helvétiques comme la zone de Habkern, ou pincées entre le front de ces nappes qu'elles encapuchonnent, et le soubassement molassique (hypothèse émise par J. Boussac en 1910 (33, page 519) et confirmée par Buxtorf (51).

médianes, mais à la *Zone des cols* ou *Zone interne*, qui s'étend au bord septentrional des Hautes Alpes calcaires.

Dès 1894, H. Schardt montrait la liaison effective, en un même élément tectonique, des Préalpes bordières et de la Zone des Cols (17 et 18). En 1901, M. Lugeon rattachait cet ensemble — on se rappelle en quels termes saisissants — à la plus haute nappe des Alpes helvétiques, la *nappe de la Plaine-Morte* (23, p. 761). Cette dernière unité fait partie d'un complexe bien connu depuis la grande monographie de M. Lugeon (73), et Arnold Heim a donné à ce complexe le nom de *Nappes ultra-helvétiques*, qui désigne donc à la fois les nappes de la Plaine-Morte, du Mont Bonvin, etc., les divers éléments de la zone des Cols, et la zone des Préalpes bordières.

* * *

Le tronçon de la zone bordière dont nous traitons ici, a déjà fait l'objet de nombreuses études ; il convient de rappeler brièvement les principales.

BERNARD STUDER a, pour la première fois, déterminé l'âge jurassique des calcaires avoisinant Châtel St-Denis et qu'il nommait « Châtelkalk » (1, p. 374). Il connaissait bien notre chaîne, et les coupes qu'il en dessine (2, vol. II, p. 32 et 151) sont justes dans leurs grandes lignes.

Du reste la richesse en fossiles des formations jurassiques et néocomiennes des environs de Châtel St-Denis, et la facilité d'accès du ravin de la Veveyse de Châtel, attiraient les chercheurs : BRUNNER DE WATTENWYL, OOSTER, etc. Un paysan de Châtel, J. CARDINAUX, fit longtemps commerce de ces pétrifications ; il en pourvut toutes les collections de Suisse et exploita les gisements du *Dat.* des *Crases*, de *Riondonnaire*, pour Favre, pour Schardt, pour Renavier.

En 1870 paraissait la feuille XVII de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 100 000. E. FAVRE en avait entièrement levé la région qui nous occupe, et cette carte reste la meilleure que nous ayons, jusqu'ici, de ce territoire.

L'étude remarquable, surtout au point de vue stratigraphique, de V. GILLIÉRON sur le Montsalvens (40) marque un progrès considérable dans la connaissance géologique de notre chaîne : tous les étages jurassiques et néocomiens y sont déterminés et nettement caractérisés, avec une justesse parfaite.

ERNEST FAVRE poursuivait, pendant ce temps, l'étude minu-

tieuse, paléontologique et stratigraphique, des terrains jurassiques de notre chaîne et il publia la série de monographies bien connues qui nous a été si précieuse (41, 8, 9, 10) ; nous verrons que ses résultats sont entièrement confirmés par nos recherches.

Mais Favre ne put rédiger lui-même le texte explicatif de sa carte géologique. Il en confia le soin à H. SCHARDT, qui connaissait la région dans tous ses détails, et c'est à lui que nous devons la grandiose monographie (11, 1887), où la chaîne bordière, entre autres, est décrite et dessinée comme elle ne l'a plus été depuis.

Les terrains néocomiens, cependant, restaient beaucoup moins connus que les étages jurassiques. C'est CH. SARASIN qui en entreprit l'étude, basée sur une revision des fossiles conservés à foison dans les musées de Genève, Lausanne et Berne. Sarasin put ainsi caractériser paléontologiquement et lithologiquement les divers étages du Crétacé inférieur, et ces résultats lui permirent de préciser le style tectonique de la chaîne (24 et 25).

Dès lors ne parurent que des notes fragmentaires sur la géologie de cette région. Je ne citerai qu'en passant la thèse de M. F. DAMM (29), lequel n'est même pas au courant des travaux de ses devanciers et dont Ch. Sarasin a fait prompt justice (30).

Les études de ARNOLD HEIM sur le Montsalvens¹ lui ont fait reconnaître plusieurs étages crétacés qui n'avaient pas été signalés encore dans la chaîne bordière et que dès lors nous avons pu retrouver entre Montreux et Semsales (54 et 55). C'est à lui aussi que nous devons la mise au point parfaite de la stratigraphie de toute notre zone (37), dans la partie consacrée aux Nappes helvétiques de la monumentale *Geologie der Schweiz* d'ALBERT HEIM.

* * *

Le texte que nous présentons ici n'est qu'une note préliminaire.

Depuis le printemps 1913, nous avons poursuivi l'étude de tout le massif préalpin entre Montreux et le Moléson, avec la région molassique du Mont Pélerin, pour en dresser la carte géologique au 1 : 25 000. Cette carte, la Commission géologique suisse, dans sa séance du 12 février 1921, a bien voulu accepter de la publier. Elle est actuellement à l'impression.

Nous avons commencé la rédaction d'un texte explicatif détaillé de cette carte, laquelle s'étend sur la région frontale des

¹ Il est regrettable que M. Heim ait cru devoir changer le nom de Montsalvens, rendu classique par les travaux de Gillieron, et si couramment employé depuis, en celui de Mont Bifé — ce qui ne convient pas.

Préalpes médianes, sur la chaîne des Préalpes bordières et sur la molasse subalpine. Mais la lenteur même de cette rédaction ne nous permet pas d'espérer que ce mémoire soit prêt avant quelques années.

Or, la zone si compliquée des Préalpes bordières est actuellement, dans toute la Suisse, l'objet d'études détaillées. Il nous a paru que les résultats de nos recherches sur ce sujet spécial pourraient être, maintenant, de quelque utilité, et qu'en différer la publication risquerait d'en amoindrir l'intérêt. Car les difficultés auxquelles nous nous sommes heurté, d'autres géologues, en ce moment, sont aux prises avec elles ; et il peut n'être pas indifférent pour eux de savoir ce qui nous a poussé à les résoudre d'une façon plutôt que d'une autre dans la région des Pléiades et du Niremont.

Nous avons donc entrepris la publication de ce travail, qui sans entrer dans les détails, sans discuter chaque coupe, expose cependant les traits principaux de la stratigraphie et de la tectonique de cette chaîne bordière.

Je tiens à exprimer ici ma vive reconnaissance aux savants qui m'ont aidé dans ces recherches.

D'abord à mon maître, M. le professeur M. LUGEON. C'est lui qui m'a engagé à entreprendre cette étude, et c'est grâce à lui que j'ai pu jusqu'ici la poursuivre. Constamment, il m'a soutenu : maintes fois tiré d'embarras ; et ses encouragements, la bonté qu'il m'a toujours témoignée, ont été pour beaucoup dans la joie que j'ai prise à mon travail.

M. le professeur W. KILIAN, de Grenoble, m'a accueilli avec la plus grande amabilité dans son laboratoire, où son aide m'a été extrêmement précieuse, ainsi que celle de MM. LORY et FALLOT, pour la détermination de mes faunes néocomiennes.

A la Sorbonne, M. le professeur E. HAUG s'est montré à mon égard d'une bonté pleine de sollicitude et le semestre que j'ai passé auprès de lui me laisse un souvenir inoubliable.

M. A. JEANNET, de l'Université de Neuchâtel, m'a accompagné plusieurs fois sur le terrain, et m'a préservé de bien des erreurs. M. ARNOLD HEIM a suivi mes tâtonnements avec un intérêt bien précieux pour moi ; ses conseils, ses découvertes dans le massif du Montsalvens, m'ont beaucoup facilité la tâche.

Les conversations que j'ai pu avoir avec M. le professeur H. SCHARDT, de Zurich, m'ont fort encouragé et stimulé, et je n'ai jamais oublié ce que je devais à la splendide monographie qu'il a publiée, en 1887, sur la région que j'étudie.

M. le professeur ALBERT HEIM m'a donné aussi les plus précieux encouragements ; sous sa présidence, la Commission géologique suisse a bien voulu assumer la lourde charge financière que représente l'impression de notre carte géologique, et m'admettre au nombre de ses collaborateurs. J'en éprouve une profonde gratitude.

J'adresse aussi mes vifs remerciements à l'Université de Lausanne qui, par l'entremise de la Faculté des Sciences, m'a fait bénéficier à plusieurs reprises des intérêts du *Fonds Renevier*.

Enfin ma reconnaissance va à tous mes amis et camarades du laboratoire de Lausanne, qui m'ont depuis dix ans aidé de leurs conseils et maintenu dans la plus joyeuse émulation, MM. les professeurs OULIANOFF et DÉVERIN et M. F. BARTHOLMÈS, M. H. LADOR, préparateur, F. RABOWSKI, L. HORWITZ, F. DE LOYS, G. HENNY, D. TRUMPY, B. SWIDERSKI, TUTEIN NOLTHENIUS, E. POLDINI, C. SECRÉTAN, W. BRUDERER, E. PETERHANS, E. BONNARD, et combien d'autres.

* * *

Il n'est pas inutile de déclarer, en commençant, que sauf avis contraire formellement exprimé, les noms d'étages stratigraphiques sont employés ici dans le sens et sous la définition qu'en a donnés E. HAUG dans son *Traité de Géologie* (70).

PREMIÈRE PARTIE — STRATIGRAPHIE

A. TERRAINS JURASSIQUES

A la suite des études paléontologiques minutieuses de E. FAVRE (41, 8, 9, 10), sur les terrains jurassiques de la zone bordière des Préalpes, FAVRE et SCHARDT, dans leur monographie (11, p. 127 sqq.), y distinguent les niveaux suivants :

Couche tithonique	} Portlandien - Séquanien
Calcaire à <i>Ammonites acanthicus</i>	
Calcaire grumeleux gris	} Oxfordien
Calcaire à ciment	

Sous le nom d'Oxfordien, ces auteurs désignent les trois zones paléontologiques à *Ammonites cordatus*, *transversarius*, *bimammatus*. Les deux dernières paraissent à E. FAVRE se confondre.

Nos recherches confirment la justesse de cette division en quatre niveaux, bien distincts lithologiquement et paléontologiquement ; la délimitation qu'établit GILLIÉRON (40) d'un niveau de « Calcaires schisteux » au-dessus du « Calcaire concrétionné » (Calcaire grumeleux), nous paraît ici impraticable.

Mais alors que le Calcaire à ciment semblait à Favre et Schardt l'étage le plus ancien de la zone bordière, nous y avons trouvé. A. Jeannet et moi, la formation certainement inférieure des « Schistes à nodules » que Gilliéron décrit au pied du Montsalvens.

Nous distinguons donc, dans nos terrains jurassiques, les étages suivants :

PORTLANDIEN	Z. à <i>Beriasella privasensis</i>	} Calc. tithoniques clairs, massifs, noduleux ou conglomératiques. 4-5 ^m .
	<i>Perisphinctes contiguus</i>	
	<i>Oppelia lithographica</i>	
KIMERIDGIEN	<i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i>	} Calc. bien lités, à <i>Aspid. acanthicum</i> Jusqu'à 150 m.
	<i>Streblites tenuilobatus</i>	
SEQUANIEN	<i>Perisphinctes Achilles</i>	} Calc. grumeleux gris 5 ^m . Calc. compacts clairs, 5 ^m .
	<i>Peltoceras bicristatum</i>	
ARGOVIEN	<i>Peltoceras transversarium</i>	} Calc. et schistes grumeleux, 5 m. Calc. à ciment 25 m.

OXFORDIEN	Cardioceras cordatum	{ Schistes noirs à rognons ferrugineux ?
-----------	----------------------	---

I. Etage oxfordien (« schistes à nodules » de Gilliéron).

Aucun étage plus ancien n'est représenté dans notre secteur des Préalpes bordières. Il n'en est pas de même, on le sait, plus à l'Est, où Gilliéron a décrit, dans la région de Bulle, des calcaires gréseux et des schistes bajociens, à *Stepheoceras Humphriesianum* et les « couches de Klaus » bathoniennes, à *Lytoceras tripartitum* et *Perisphinctes procerus*.

L'Oxfordien se présente chez nous sous le même faciès exactement que dans la région de Bulle-Broc. Ce sont des schistes marneux noirs, micacés, à nodules ferrugineux. Les schistes sont généralement menus et fins à la surface de l'affleurement ; en creusant un peu, on découvre de grosses lamelles de marne sableuse, micacée, noire, mate, avec des reflets rougeâtres. Des bancs de calcaire sombre, marneux, s'y intercalent ; rares à la partie inférieure, ils deviennent de plus en plus fréquents dans le haut, et l'on passe insensiblement à l'Argovien, où les calcaires l'emportent sur les schistes devenus plus clairs.

Dans la région de Bulle-Broc, les fossiles cités par Gilliéron établissent que ces « schistes à nodules » comprennent les étages Callovien et Oxfordien (*Phylloceras Kunthi*, *Hecticoceras lunula*, *Cardioceras cordatum*, *Peltoceras arduennense*).

Ici, les fossiles que nous avons recueillis, en partie avec M. A. Jeannet, sont trop rares et trop mal conservés pour que nous puissions rien affirmer à cet égard. La seule ammonite parfaitement caractéristique que nous ayons est le *Peltoceras arduennense*, d'Orb., qui détermine la zone à *Cardioceras cordatum*.

Nous ne pouvons pas non plus apprécier ici l'épaisseur de cette formation, qui toujours chevauche sur des terrains plus récents, écrasée en général par la masse calcaire du Malm.

Dans le chaînon des *Pléiades*, l'Oxfordien affleure en quelques points à la base de la grande paroi de Malm.

Dans la *Veveyse de Feygire*, il forme une petite écaille indépendante, de 5 à 10 m. d'épaisseur, pincée dans le Flysch, à 75 m. en amont du pont de Feygire.

On le retrouve en beaux affleurements à la base de la paroi de Malm qui fait suite à celle des *Pléiades* et se continue vers Chaussin.

Sous la grande masse kiméridgienne de la Briaz, il apparaît

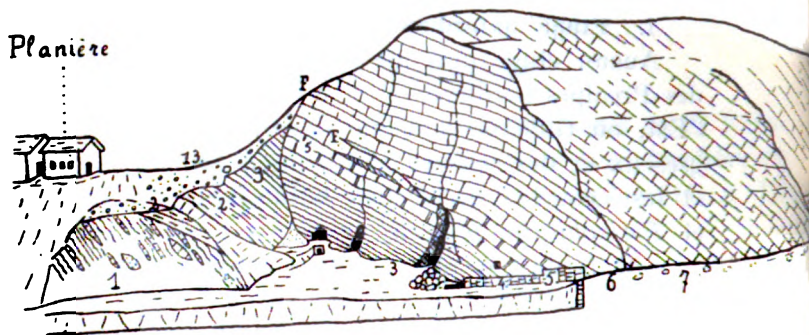


FIG. 1. — La série (2)

1. Wildflysch. — 2. Oxfordien. — 3. Argovien. — 4. Niveau grumelleux au
8. Tithonique. — 9. Conglomérat de base du Berriasien. — 10. Berriasien.

dans le versant droit de la vallée, à l'altitude de 870-900 m. environ.

Sur le flanc des *Corbettes*, il pointe à peine sur le chemin qui descend de Chaussin vers Fruence.

Dans la vallée de la *Veveyse de Châtel*, la partie supérieure de l'Oxfordien forme la base de la grande carrière de Planière ; c'est là qu'on peut observer son passage à l'Argovien.

Mais il est surtout bien développé dans un petit torrent qui rejoint, plus en amont, la Veveyse : dans le *ruisseau des Eterpis*. L'Oxfordien constitue là une lame indépendante, superposée directement au Barrémien de l'écaille principale, et recouverte d'une mince bande de Flysch. Elle mesure une trentaine de mètres d'épaisseur. C'est de tous nos affleurements le plus typique, celui qui nous a fourni le plus de fossiles.

On retrouve enfin l'Oxfordien, en masses épaisses d'une quarantaine de mètres, au-dessous de la carrière jurassique de *Praz de la Chaux*.

Nous avons recueilli dans l'Oxfordien les fossiles suivants :
Veveyse de Feygire, à la base de la première écaille de Malm :

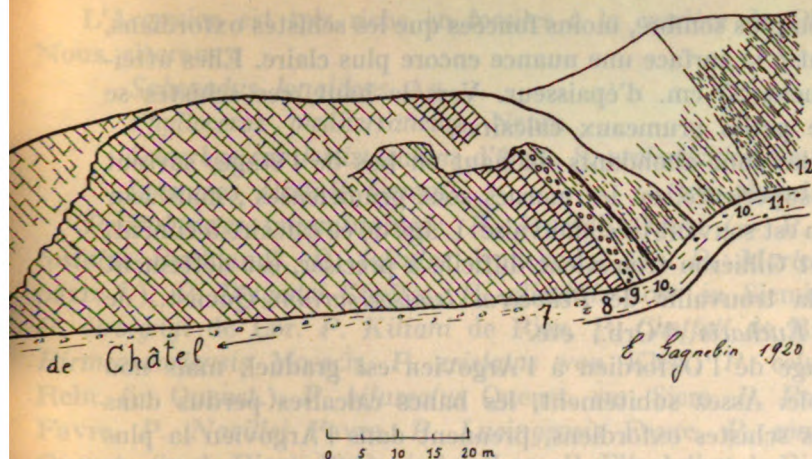
Peltoceras arduennense d'Orb.

Perisphinctes bernensis (?) de Lor.

Oppelia Sp. ind.

Carrière de calcaire à ciment, sous Planière, près Châtel-St-Denis :

Perisphinctes bifurcatus Quenst. in Siemiradzki.



Veveyse de Châtel.

argovien. — 5. Séquanien inf. — 6. Séquanien sup. — 7. Kimeridgien. —
8. à *Duvalia lata*. — 12. Valanginien. — 13. Glaciaire. — F: Failles.

Perisphinctes Grossouvrei Siem.

Aptychus sparsilamellosus Gümb.

Ruisseau des Eterpis :

Phylloceras antecedans Pomp.

Perisphinctes bernensis de Lor.

Perisphinctes Pralairi E. Favre.

Perisphinctes Jeremijevi (?) Nikitin.

Taramelliceras Richei de Lor.

Hecticoceras sp. ?

Aptychus laticostatus Gümb.

Pseudomelania ?

Route de Maudens, sur Châtel-St-Denis :

Phylloceras Saxonium Neum.

Phylloceras mediterraneum, Neum.

Praz de la Chaux :

Phylloceras Zignodianum d'Orb. (= *P. mediterraneum* Neum.?)

II. Etage argovien (calcaire à ciment).

Le calcaire à ciment, connu depuis fort longtemps par les travaux de E. Favre, est formé d'une alternance régulière de calcaires et de marnes, où les calcaires prédominent légèrement. C'est un calcaire compact, marneux, onctueux, à cassure conchoïdale. D'un gris bleuté, foncé, à la cassure, ces bancs prennent à l'altération une teinte jaune ocre qui passe par taches à l'orangé et au rouge ferrugineux. Ils ont 25-50 cm. d'épaisseur. Les marnes, schisteuses, sont

d'un gris bleu plus sombre, moins foncées que les schistes oxfordiens, et présentent à la surface une nuance encore plus claire. Elles atteignent rarement 25 cm. d'épaisseur. Vers le haut, ces schistes se chargent de petits grumeaux calcaires.

Les fossiles sont abondants du haut en bas de l'étage, surtout à sa partie supérieure, où les marnes sont grumeleuses ; mais leur conservation est souvent très mauvaise. L'âge de ce calcaire à ciment, que Favre et Gilliéron trouvaient difficile à préciser, est nettement défini par la trouvaille de *Peltoceras transversarium* Quenst., de *Ochetoceras Eucharis* d'Orb., etc.

Le passage de l'Oxfordien à l'Argovien est graduel, mais non pas insensible. Assez subitement, les bancs calcaires perdus dans la masse des schistes oxfordiens, prennent dans l'Argovien la plus grande place, tandis que la texture de chaque élément reste à peu près la même.

L'Argovien a environ 30 m. d'épaisseur ; c'est dans les cinq ou six mètres supérieurs que les marnes deviennent grumeleuses ; il n'y a plus alors de couches schisteuses, mais une alternance de calcaire compact, jaune à la surface, et de bancs grumeleux gris, marneux et tendres, très fossilifères ; le passage est assez brusque au calcaire séquanien.

C'est dans la carrière de ciment hydraulique, sous *Planière*, à 1 km. environ à l'Est de Châtel-St-Denis, sur la rive droite de la Veveyse, que l'Argovien est le mieux représenté (Voir fig. 1). Favre et Schardt ont donné de cet affleurement classique un fort bon dessin (11, Pl. II. fig. 5). C'est le seul gisement qui fût signalé jusqu'ici dans notre chaîne.

On retrouve pourtant le calcaire à ciment en divers points, mais, il est vrai, fort mal représenté. Il affleure par places au-dessous de la paroi kiméridgienne des *Pléiades*. Il est complètement écrasé dans le ravin de la Veveyse de Feygire, mais reparaît sur son versant droit, au-dessous du Malm de la *Briaz*.

Dans la Veveyse de Châtel, l'Argovien pointe en aval de la carrière de *Planière* dans la petite colline du *Daly* et reparaît à 800 m. en amont de cette carrière, accolé au Malm de la *première écaille du Rothsé*. Bien qu'il soit là très écrasé, il m'a fourni un assez grand nombre de fossiles. L'escarpement de la dernière écaille de Malm du Rothsé, vers l'Est, comprime ses couches repliées.

Plus au Nord, l'Argovien ne se voit plus qu'à la base de la carrière de *Praz de la Chaux*.

L'Argovien est très riche en fossiles à la carrière de *Planière*.
Nous citerons :

Sphenodus longidens Ag.

Phylloceras mediterraneum Neum.

Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb., *S. protortisulcatum* Pomp.

Lyoceras Orsinii Gemm. (très abondant).

Perisphinctes innombrables : *P. Martelli* Oppel (= *P. vario-costatus* Buckland), *P. falculae* Ronchadze (= *P. Martelli* pro parte ?). *P. Delgadoi* Choffat, *P. plicatilis* Sow. in Siemiradzki, *P. Orbigny* de Lor. *P. Kiliani* de Riaz, *P. Choffati* de Riaz, *P. Birmensdorfensis* Moesch, *P. cristatus* von Kleb., *P. colubrinus* Rein. (in Quenst.), *P. bifurcatus* Quenst. em. Siem. *P. Pralairi*, Favre, *P. Navillei* Favre, *P. Lucingensis* Favre, *P. convolutus* Quenst., (in de Riaz), *P. Berlieri* de Lor., *P. Elisabethae* de Riaz, etc.

Simoceras Doublieri d'Orb.

Peltoceras transversarium Quenst., *P. berrense* Favre.

Aspidoceras Oegir ? Opp.

Cardioceras alternans de Buch, cf. var. *transversa* Quenst.

Ochetoceras Eucharis d'Orb.

Aptychus punctatus, Voltz. *A. sparsilamellosus* Gumb., etc.

Rhynchoteuthis Brunneri Oost.

Belemnopsis hastatus Blainv., *B. redivivus* May., *B. Montsalvensis* Gill., *B. Mulleri* Gill., *B. Didayanus* d'Orb., *B. Dionysii* Favre, *B. Neyrivensis* Favre, *B. Voironensis*, Favre.

Belemnites ? *Lorioli* Oost.

Pecten Pilatensis Favre, *P. demissus* Beane.

Inoceramus Oosteri ? Favre.

Rhynchonella fastigata Gill., *Rh. Montsalvensis*, Gill., et var. *Heimi* Haas.

Terebratula Bieskidensis Zeuschn, T. cf. *rupicola* Zittel.

Collyrites Friburgensis Oost., *C. Voltzi* Ag.

Phyllocrinus Sabaudianus Pict., *Ph. Cardinuxi* Oost.

Eugeniocrinus nutans Gdf.

Hemicidaris sp. (radioles).

Au Daly, Veveyse de Châtel, nous avons recueilli :

Phylloceras mediterraneum Neum.

Sowerbyceras protortisulcatum Pomp.

Perisphinctes Lucingensis, Favre.

Rhynchonella Montsalvensis Gill. var. *Heimi* Haas.

Première écaille du Rothsé, Veveyse de Châtel :

Phylloceras Manfredi Opp.

Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb., *S. protortisulcatum* Pomp.

Perisphinctes Lucingensis Favre, *P. virgulatus* Quenst., *P. Thurmanni* de Lor., *P. Richei* de Riaz.

Taramelliceras Bachianum Opp., *T. Kobyi* Choffat, *T. sp. ?* gr. *flexuosum*.

Aptychus punctatus Voltz., *A. sparsilamellosus* Gumb.

Amusium sp.

Collyrites Friburgensis Oost.

Ecaille supérieure du Rothsé :

Ochetoceras Eucharis d'Orb.

III. Etage séquanien ¹ (calcaire grumeleux gris).

Le Séquanien n'est pas entièrement formé de calcaire grumeleux. Dans le haut de la *carrière de Planière*, il est constitué comme suit :

1. — Zone de calcaires compacts, à la base, de 4 à 5 m. d'épaisseur.

Assez brusquement, les couches de marnes grumeleuses, qui formaient le niveau supérieur de l'Argovien, disparaissent. Mais les bancs calcaires de la base du Séquanien restent joints par de minces délits grumeleux, aussi durs presque que les calcaires. Ce qui donne à la surface des bancs un relief accentué, comme s'ils étaient eux-mêmes grumeleux. Le calcaire est plus dur que celui de l'Argovien, moins marneux, à cassure plus esquilleuse, d'un gris déjà plus blanchâtre. Ces bancs, de 15 à 25 cm. d'épaisseur, dominent actuellement la grande niche d'exploitation de la carrière, dont ils forment aussi le fond ; ils surplombent, plus loin, le niveau grumeleux du calcaire à ciment (Fig. 1).

Dans ces couches, les *Peltoceras bicristatum* Rasp. ne sont pas rares, ce qui détermine la position de cette zone.

2. — Alternance irrégulière de calcaires compacts et grumeleux. Epaisseur environ 5 m.

Sous Planière, ces couches sont accessibles à la vanne qui ferme le canal de prise d'eau. Elles m'ont fourni là des *Perisphinctes* polyfurqués, bien caractéristiques de la zone à *Perisphinctes Achilles* (Lusitanien supérieur).

¹ Nous désignons par ce terme les deux zones à *Peltoceras bicristatum* et à *Perisphinctes Achilles*.

Les calcaires de ce niveau sont plus compacts encore, plus durs, de teinte plus blanchâtre que ceux de la zone inférieure. Ils ont tout à fait le « faciès Malm ». Dans les couches grumeleuses, les nodules sont bien individualisés, serrés les uns contre les autres, mais entourés d'une gaîne plus marneuse. Ils sont ovoïdes, de forme irrégulière, de taille et de dureté plus grandes que ceux de l'Argovien supérieur. Les bancs de cette zone sont généralement bien lités, en couches de 5 à 15 cm. ; mais ils peuvent s'accoler en assises plus épaisses, de 40 à 50 cm., par places indivisibles et homogènes.

Ces « calcaires grumeleux gris », du Séquanien supérieur, n'ont donc de commun que la texture avec les couches grumeleuses rouges ou grises des Préalpes médianes, d'âge Oxfordien supérieur et Argovien, que FAVRE avait en partie confondues avec les nôtres et qui leur ressemblent.

La carrière de Planière est l'endroit où le Séquanien est le mieux visible, le plus distinct. (Fig. 1.)

Ailleurs, cette partie inférieure du Malm est presque toujours cachée par les éboulis du Kimeridgien. On retrouve pourtant le Séquanien, vers le N., à la base de la carrière de *Praz de la Chaux*, dans le torrent de *Chaudereire*, au pied de la cascade du *Dat*. Vers le Sud, il n'apparaît dans la Veveyse de Feygire que sur les versants peu accessibles ; sur le flanc des *Pléiades*, il n'est visible, à la base de la grande paroi de Malm, que dans le torrent qui descend de Cytes.

Les fossiles du Séquanien, assez abondants, sont presque toujours mal conservés. Nous avons pu déterminer :

Sous Planière (carrière de calcaire à ciment et ses abords) :

Z. à *Pelt. bicristatum* :

Peltoceras bicristatum Rasp. (= *P. bimammatum* Quenst. in Favre).

Perisphinctes Tiziani Opp.

Collyrites Friburgensis Oost.

Z. à *Perisph. Achilles* :

Sowerbyceras Loryi Mun. Chalm.

Perisphinctes discobolus Font., *P. promiscuus* ? Buk.

Aptychus latus Park.

Rhynchonella Goldfussi Kil.

Carrière de Praz de la Chaux :

Z. à *Pelt. bicristatum* :

- Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., *S. Loryi* Mun. Chalm.
Perisphinctes colubrinus Rein. (in Quenst.), *P. Navillei* Favre,
P. stenocycloides Siem., *P. Regalmicensis* Gemm.
Taramelliceras Hauffianum (?) Opp.
 Z. à Perisph. Achilles :
Phylloceras isotypum Ben.
Perisphinctes virgulatus Quenst., *P. Lothari* Opp., *P. discobolus* Font.
Aspidoceras aff. *acanthicum* Opp.,
 (Canavari : Strat. Con Aspid. Acanth., Pl. XXXII, fig. 6).
 Torrent de la Chaudereire, Niremont :
Perisphinctes Navillei ? Favre.
 Torrent au Sud des Biolettes, Niremont :
Perisphinctes lictor Font.

IV. Etage kimeridgien (couches à *Aspidoceras acanthicum*).

La masse la plus importante du Malm est constituée par les calcaires kimeridiens, qui atteignent 120 à 130 m. d'épaisseur dans la Veveyse de Châtel. Ce sont des calcaires compacts, finement lités, à surface mamelonnée, à cassure brun foncé, à odeur forte, souvent chargés de rognons siliceux. Mais ces lits calcaires, de 3 à 10 cm. d'épaisseur ordinairement, et bien distincts, peuvent s'accoler en bancs plus épais, de 50 à 60 cm.; ils sont alors souvent séparés par des délits marneux, sans qu'on puisse assigner à cette formation un niveau stratigraphique défini.

Le Séquanien passe graduellement au Kimeridgien, dont la limite avec le Tithonique n'est pas non plus partout très nette. A la base, les calcaires kimeridiens ont encore une teinte claire à la cassure, qu'ils reprennent à leur partie supérieure. Les rognons siliceux peuvent manquer sur de grandes épaisseurs.

Les fossiles, assez abondants, sont souvent mal conservés, et très difficiles à extraire de la roche.

Le Kimeridgien est très répandu dans les Préalpes bordières, où il détermine de fortes parois visibles de loin. Il forme en général la base de chaque écaille ; grâce à sa faible plasticité, il est souvent écrasé en profondeur avant les terrains crétacés, et de même, en surface, ses grandes murailles sont toujours discontinues. On trouve aussi souvent le Kimeridgien en lentilles dans le Flysch, soit dans le Wildflysch de la base de la chaîne, soit dans la grande masse nummulitique recouvrant les écailles mésozoïques.

Voici les espèces que nous avons pu déterminer, des divers gisements des calcaires kimeridgiens :

Phylloceras Manfredi Opp., *P. isotypum* Ben., *P. Silesiacum* Opp.

Perisphinctes plicatilis Sow., *P. Agrigentinus* Favre, *P. Heimi* Favre, *P. Ernesti* Favre, *P. Basilicae* Favre, *P. Crussolensis* Font., *P. Garnieri* Font., *P. Malletianus* Font., *P. acer* Neum., *P. plebejus* Neum., *P. metamorphus* Neum., *P. Danubiensis* Schlosser, *P. Pasinii* Gemm., *P. cameratus* Toulou.

Simoceras Doublieri d'Orb.

Aspidoceras acanthicum Opp., *A. acanthomphalotum* Zittel, *A. Wolfi* Neum., *A. contemporaneum* Favre, *A. Caletanum* Opp., *A. longispinum* Sow., *A. circumspinosum* Quenst., *A. subnodiferum* Canav., *A. microplum* ? Opp. *A. Rupellense* d'Orb.

Spiticeras stephanoïdes Opp.

Taramelliceras pseudo-flexuosum Favre, *T. trachynotum* Opp. *T. Holbeini* Opp., *T. compsum* ? Opp.

Ochetoceras arolicum ? Opp.

Lissoceras cf. subelimum Font.

Aptychus latus Park., *A. sparsilamellosus* Gümb., *A. punctatus* Voltz.

Rhynchoteuthis Brunneri Oost., *R. Fischeri* Oost.

Belemnopsis semisulcatus Munst., *B. Argoviensis* May., *A. astartinus* Etallon, *B. Mulleri* Gill., *B. Voironensis* Favre.

Inoceramus Oosteri Favre.

Ostrea cotyledon ? Contejean.

Pecten Pilatensis Favre.

Modiola bipartita ? Gdf.

Nerinea sp.

Terebratula Bouei Zeuschn., *T. Carpathica* Zitt.

Rhynchonella Montsalvensis Gill., *Rh. capillata* Zitt., *Rh. fastigata* Gill.

Collyrites Friburgensis Oost., *C. Voltzi* Ag.

V. Etage portlandien (calcaire tithonique).

Le passage du Kimeridgien au Tithonique s'observe aisément dans le ravin de la Veveyse de Châtel, sur la rive gauche de la rivière, à l'extrémité de la seconde petite gorge déterminée par le Malm. Le niveau même de l'eau n'est accessible qu'en temps de sécheresse. Mais au-dessus de la gorge se trouve une petite carrière aban-

donnée ; c'est le gisement tithonique de *Riondanaire* d'Ernest Favre ¹.

Les lits calcaires du Kimeridgien, de 5 à 15 cm. d'épaisseur, foncés à la cassure, s'accolent en un banc plus gros qui atteint 1 m. La couche suivante, épaisse de 1 m. 20, a déjà une teinte claire, par places rosée. La roche en même temps est devenue noduleuse : des masses blanchâtres, arrondies, parfois grosses comme le poing, sont englobées dans une pâte de texture semblable, mais plus grise. Les bancs sont couverts d'aptychus et de bélemnites. La dernière assise, haute de 2 m. 50 environ, se dresse en mur, surmontée immédiatement par le conglomérat de base du Berriasien. Le Tithonique a environ 4 à 5 m. d'épaisseur.

Au *Dal*, le Tithonique forme la partie supérieure de la grande cascade ; puis une flexure le fait reparaitre un peu plus haut, sur la rive gauche. Ici aussi, le passage est net entre le Kimeridgien et le Portlandien, dont la partie supérieure est un véritable conglomérat de cailloux roulés où l'on trouve des débris de fossiles.

Dans le couloir des *Chevalleyres*, qui descend du sommet des Pléiades, le Tithonique se présente aussi sous forme de gros bancs calcaires clairs, noduleux, passant vers le bas au Kimeridgien, et surmontés par les marnes berriasiennes.

Ce sont là les trois meilleurs coupes que l'on puisse observer de ce terrain.

Dans le haut de la paroi de Malm de la *Briaz*, sur le versant droit de la Veveyse de Feygire, le Tithonique est aussi bien développé.

Les quatre gisements cités ci-dessus ont été tellement exploités par E. FAVRE et ses chercheurs de fossiles, que les restes organiques y sont devenus fort rares. Nous n'avons pu y récolter que des débris assez médiocres.

La liste ci-dessous comprend, outre ceux que nous avons recueillis, les fossiles du Musée de Lausanne dont l'indication de gisement s'est trouvée précise, et que nous avons soigneusement revus :

Pléiades, Couloir des Chevalleyres :

Phylloceras ptychoicum Quenst.

Aptychus latus Park, *A. obliquus* Quenst., *A. punctatus*, Voltz.

Belemnopsis semisulcatus Münster.

¹ Différent du gisement *kimeridgien* de Riondanaire, lequel se trouve à Pertat, sur la rive droite du ruisseau de Praz Gremy. C'est alors la carrière qui fut exploitée pour construire l'église de Châtel-St-Denis (voir 10, p. 6 note 1, et 11, p. 290 et 291).

Sous la Briaz, versant droit du ravin de la Veveyse de Feygire :

Phylloceras ptychoicum, Quenst., *P. Silesiacum* Opp.
Berriasella Calisto d'Orb., *B. privasensis* Pict.
Lissoceras tilhonium ? Opp.
Aptychus punctatus Voltz., *A. Beyrichi* Opp.
Belemnopsis semisulcatus Munst., *Bel. ? Datensis* Favre.
Duvalia ensifera ? Opp., *D. Zeuschneri* Opp.
Pygope janitor Pict.
Terebratula Bilimeki Suess.
Hinniphora globularis Suess.
Metaporhinus convexus Cat.

Veveyse de Châtel :

Phylloceras Silesiacum ? Opp.
Lytoceras Liebigi Opp.
Perisphinctes transitorius Opp., *P. Lorioli* Zitt.
Berriasella Calisto d'Orb.
Spiticerus pronum Opp.
Aptychus punctatus Voltz., *A. sparsilamellosus* Gümb., *A. Beyrichi* Opp., *A. latus* Park.,
Belemnopsis semisulcatus Münster., *Bel. ? Datensis* Favre.
Duvalia conophora Opp., *D. ensifera* Opp., *D. Zeuschneri* Opp.
Neaerea Pichleri Zitt.
Pygope janitor Pict.
Terebratula Bouei Zeuschn., *T. Bieskidensis* Zeuschn.
Hinniphora globularis Suess.
Rhynchonella capillata Zitt., *Rh. Hoheneggeri* Suess.
Metaporhinus convexus, Cat.

Cascade du Dat :

Lepidotus maximus Wagner.
Phylloceras ptychoicum Quenst.
Lytoceras sutile Opp.
Perisphinctes Lorioli Zitt., *P. Richteri* Opp., *P. transitorius* Opp., *P. eudichotomus* Zitt., *P. geron* Zitt.
 Forme de passage entre *Perisphinctes* et *Spiticerus*.
Spiticerus pronum Opp.
Berriasella Calisto d'Orb., *B. privasensis* Pict.
Lissoceras elimatum Opp., *L. carachteis* Zeuschn.
Aptychus latus Park., *A. obliquus* Quenst., *A. punctatus* Voltz., *A. Beyrichi* Opp.,

Belemnopsis ? Datensis Favre, *B. Pilleti* Pict.,
Duvalia strangulata Opp., *D. Zeuschneri* Opp.
Anisocardia isocardina de Lor.
Pygope janitor Pict., *P. diphya* Colon.
Terebratula simplicissima Zeuschn.
Rhynchonella capillata Zitt., *Rh. spoliata* Suess..
Metaporhinus convexus Cat.
Collyrites Friburgensis Oost.

B. TERRAINS CRÉTACÉS

Tandis que les étages jurassiques étaient pour Ernest Favre l'objet d'études détaillées, les terrains crétacés de notre région ont été longtemps mal connus. C'est ainsi que dans la monographie de Favre et Schardt (11), la grande masse des calcaires et schistes néocomiens n'est pas encore subdivisée. GILLIÉRON, cependant, dans le massif voisin du Montsalvens, avait distingué déjà (40, 1873) jusqu'à six niveaux dans le Néocomien. C'est SARASIN, en 1901, (24 et 25) qui entreprit l'étude de notre Crétacé inférieur, et y définit quatre étages, le Berriasien, le Valangien, l'Hauterivien, le Barrémien. Mais il n'était pas question, dans son beau travail, du Crétacé moyen ni du Crétacé supérieur, dont l'existence dans notre chaîne était même niée.

ARNOLD HEIM, récemment, a pu préciser la stratigraphie du Crétacé moyen et supérieur dans le massif du Montsalvens (54, 55, 37), et notre tâche s'en trouve grandement facilitée.

Les étages néocomiens proprement dits, jusqu'au Barrémien, font suite de la façon la plus normale, dans toute notre chaîne, aux terrains jurassiques. Ils sont généralement recouverts en transgression par le Flysch. L'Aptien et l'Albien sont localisés soit dans la partie méridionale des Pléiades et dans la région de Charnex, soit, au N., dans les écaillés inférieures de la zone bordière. Ils succèdent régulièrement au Barrémien.

Le Turonien, au contraire, ne se trouve jamais en série normale entre le Néocomien et le Nummulitique. On ne le rencontre qu'en lentilles, parfois très grandes, pincées dans le Wildflysch qui forme la base de la zone.

Le Sénonien, enfin, n'affleure qu'en un seul point, sans relations nettes, mais il semble être entre le Barrémien et le Nummulitique.

I. BERRIASIEN.

La limite est partout nettement tranchée entre le Tithonique et le Crétacé inférieur. Subitement, la sédimentation devient détritique. Il dut même y avoir émergence momentanée, car en plusieurs points, ainsi que l'indique Sarasin, le Berriasien commence par un conglomérat de base.

Tel est le cas notamment dans le ravin de la Veveyse de Châtel, où la superposition est bien claire sur la rive gauche. Le conglomérat est formé de cailloux roulés de Kimeridgien et de Tithonique, avec fossiles portlandiens remaniés (*Berriasella calisto*, *B. privasensis*, etc.). Ces éléments sont enrobés dans une marne calcaire grenue, d'un bleu grisâtre, dont l'aspect diffère manifestement de tous les sédiments jurassiques. On sait que ce conglomérat, ailleurs, par exemple à la Lenk, peut contenir des blocs de 2 m. de diamètre (Arn. Heim, 53).

Au-dessus de la cascade du Dat, le conglomérat signalé par Sarasin appartient encore au Tithonique ; on le voit en effet passer latéralement au calcaire compact rosé qui caractérise cet étage.

La masse principale du Berriasien est formée de marnes grises grenues, grossièrement schisteuses, où s'intercalent, sans régularité, des bancs calcaires. Presque partout, ces marnes sont chargées de granulations noires, très dures, bien caractéristiques, qui peuvent atteindre la taille d'une noisette. Ce sont (on le voit au microscope) des concrétions siliceuses autour d'un débris, organique ou non ; souvent la coquille d'un petit gastéropode apparaît au centre. Certains bancs, vers le haut de l'étage, sont formés presque uniquement de ces granulations ; ou bien elles s'éparpillent, jusqu'à manquer totalement.

Souvent aussi, dans la masse des schistes marneux, on trouve des concrétions calcaires ou des cailloux roulés de Jurassique. Par endroits des bancs de calcaires à entroques ou de calcaires siliceux apparaissent dans les schistes.

A la partie supérieure du Berriasien, les bancs calcaires deviennent plus fréquents, plus compacts, et l'on passe insensiblement à l'alternance régulière de calcaires et de schistes qui caractérise le Valanginien proprement dit. Les granulations noires peuvent encore exister lorsque l'alternance est bien établie. Nous les avons considérées, en l'absence de fossiles assez nombreux, et faute d'un meilleur critère, comme déterminant le Berriasien, dont ainsi la limite supérieure reste très vague.

Le nom de ce sous-étage, d'ailleurs, est assez mal défini pour s'appliquer parfaitement à notre formation infracrétacée. Ce même complexe avait été appelé par Ooster : *Couches à Ptéropodes*, d'après une fausse détermination de débris organiques¹. Il est fâcheux que certains auteurs aient tenu à conserver ce terme. Sarasin l'a remplacé par celui de *Marnes à Oppelia zonaria*, mais le fossile invoqué est si rare qu'il ne faut guère compter sur sa présence pour identifier le Berriasien.

Cet étage, bien développé au Dat, dans les deux Veveyses, et dans le ravin des Chevalleyres, mesure de 40 à 60 m. d'épaisseur.

On sait que OOSTER a publié une longue liste de fossiles trouvés dans ces couches à Ptéropodes (4) et que cette liste est reproduite dans la monographie de FAVRE ET SCHARDT (11, p. 153-159).

Nous avons trouvé dans les couches berriasienues :

Phylloceras Tethys d'Orb., *P. Serum* Opp.

Lyloceras Honoratianum ? d'Orb.

Hoplites sp. ind.

Pecten sp. ind.

nombreux gastéropodes indéterminables.

II. VALANGINIEN.

Le Valanginien² est constitué par une alternance régulière de calcaires et de schistes. Les bancs calcaires sont tantôt compacts, d'un gris clair, tachetés, tantôt plus grenus et plus foncés. Les schistes sont marneux, gris ou jaunâtres. L'épaisseur des couches, assez capricieuse, varie entre 10 et 50 cm. environ.

L'aspect du Valanginien est identique à celui du Barrémien ; on peut trouver des différences locales, mais qu'une étude plus étendue fait évanouir. Heureusement, les ammonites y sont assez fréquentes pour que, même en affleurement restreint, la détermination du Valanginien soit presque toujours aisée.

Toute tentative de subdivision lithologique au sein de l'étage, dans notre région, me paraît vaine. Dans la Veveyse de Châtel, où le passage du Berriasien au Valanginien est spécialement net, on peut pourtant distinguer une mince zone de transition qui correspondrait à une partie des « Couches à Belemnites latus » de Gillieron

¹ Il est plaisant de lire dans l'étude de F. DAMM (29, p. 39) que ces couches renferment de « nombreux restes de Ptéropodes ». Je n'ai pu les retrouver parmi le matériel que M. Damm a déposé à l'Université de Fribourg.

² C'est donc le Valanginien moyen et supérieur de E. Haug, W. Killian, etc.

(Valangienmergel d'Arnold Heim). Au-dessus des marnes berriennes, qui ont une soixantaine de mètres d'épaisseur, et dont la partie supérieure est pétrie de granulations noires, reposent des schistes marneux moins grossiers, moins rugueux, en fines plaquettes régulières, qui mesurent 10 m. d'épaisseur au plus. Leur teinte est d'un gris plus jaunâtre. Des parties plus compactes, moins feuilletées, font figure de bancs de calcaire marneux ; dans la moitié supérieure, les calcaires s'individualisent mieux ; ils sont identiques à ceux du Valanginien typique (Diphyoïdeskalk d'Arnold Heim), un peu plus espacés seulement parmi les schistes. Ces couches contiennent *Neocomites neocomiensis*, d'Orb., etc. L'alternance des calcaires et des schistes devient bientôt régulière.

Le Valanginien se trouve tout le long de notre chaîne, régulièrement intercalé entre le Malm et l'Hauterivien, tous deux bien distincts. Il peut atteindre 60 à 80 m. d'épaisseur.

Nous y avons trouvé d'innombrables ammonites, parmi lesquelles :

Phylloceras Tethys, d'Orb., *P. serum* Opp., *P. Calypso*, d'Orb.

Lytoceras quadrisulcatum, d'Orb., *L. Honnoratianum*, d'Orb.

Hoplites : *Thurmannia pertransiens*, Sayn., *Th. Thurmanni*, Pict. *Neocomites neocomiensis*, d'Orb., *N. paraplesius*, Uhl., *N. noricus*, Roem. *N. oxygonius*, N. et Uhl.

Astieria Sayni, Kil., *A. Jeannoti*, d'Orb.

Lissoceras Grasianum, d'Orb.

Oosterella Garciae, Nicklès.

Bochianites neocomiensis, d'Orb.

Aptychus Didayi, Coq., *A. Seranonis*, Coq., *A. Mortilleti*, Pict. et. Lor.

Duvalia lata Blainv.

Placunopsis tatrica Boehm.

Rhynchonella spoliata, Suess.

III. HAUTERIVIEN INFÉRIEUR

La description que SARASIN a donnée (24 et 25) de l'Hauterivien ne s'applique strictement qu'à la zone inférieure de cet étage. Elle seule est nettement distincte et tranche, par sa nature lithologique, sur la masse du Néocomien.

Ce sont des bancs de calcaires siliceux, épais de 20 à 40 cm., bien lités, sans trace de marnes ou de schistes entre eux. La teinte est rousse à l'affleurement, grise à la cassure superficielle, d'un

bleu foncé à l'intérieur. Ce complexe, que nous appellerons pour abrégé simplement « Hauterivien », notablement plus dur que l'alternance de calcaires et de schistes du Valanginien et du Barrémien, détermine des cascades dans les torrents, des gradins dans les pentes. Il ne dépasse pas une quarantaine de mètres d'épaisseur.

A sa base, l'Hauterivien succède assez brusquement au Valanginien ; le passage graduel s'effectue sur 1 ou 2 m. d'épaisseur. Vers le haut, la transformation s'opère peu à peu. Des schistes marneux s'intercalent entre les bancs calcaires, qui perdent leur silice, deviennent moins grenus, plus compacts.

Le calcaire siliceux est dépourvu de fossiles. De longues et patientes recherches ne m'ont fourni que deux exemplaires d'*Aptychus* : *Aptychus angulicostatus*, Pict. et de Lor. et *A. Seranonis*, Coq. Mais sitôt que la roche passe à une alternance de calcaire et de schistes, à sa partie supérieure, apparaissent en grand nombre les *Crioceras* du groupe *Duvali*, caractérisant la deuxième zone de l'Hauterivien. Dès lors la roche n'est plus distincte de celle du Barrémien.

IV. HAUTERIVIEN SUPÉRIEUR ET BARRÉMIEN

La limite entre ces deux étages est impossible à tracer ; dès la zone à *Crioceras Duvali*, l'alternance régulière des calcaires et des schistes reste uniforme, et semblable à celle du Valanginien. Le nom de Barrémien désignera dorénavant, pour nous, tout ce complexe ¹.

Par places, les bancs calcaires peuvent prendre une très grande épaisseur, jusqu'à 2 à 3 m., et se charger de quartz et de glauconie : l'un de ces bancs détermine une cascade infranchissable dans la Veveyse de Feygire. Ailleurs, les schistes peuvent s'engraisser à leur tour : ce ne sont là que variations locales.

La puissance de ce complexe est très grande mais impossible à déterminer. Car sa plasticité se prête aux duplicatures, aux replis, lesquels sont rarement bien visibles. De plus, presque tout le long de la chaîne, le Flysch transgresse sur le Barrémien. Et là où s'y superpose l'Urgonien ou l'Aptien, les dislocations sont telles que toutes mesures seraient vaines.

C'est aussi pourquoi le classement des fossiles par niveaux est très difficile, même lorsqu'on a repéré minutieusement les récoltes.

¹ Les auteurs (W. Killan, E. Haug) ne sont du reste pas d'accord sur la limite de ces deux étages.

Disons seulement qu'à la base, dans la zone à *Crioceras Duvali*, coexistent dans la même couche *Neocomites neocomiensis*, d'Orb., et *N. neocomiensiformis* Hohen., avec des types intermédiaires.

Voici les principaux fossiles que nous avons recueillis dans ce complexe très riche de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien :

Phylloceras Tethys, d'Orb., *P. serum* Opp., *P. infundibulum* d'Orb., *P. Winkleri* Uhl., *P. ladinum* Uhl., etc.

Lytoceras subfimbratum d'Orb., *L. crebrisulcatum* Uhl., *L. Liebigi* Opp., *L. sutile* Opp., *L. Phestus* Math., etc.

Hamulina subcincla Uhl., *H. subundulata* d'Orb.

Neocomites neocomiensis d'Orb., *N. neocomiensiformis* Hohen., *N. angulicostatus* d'Orb., *N. paraplesius* Uhl.

Parahoplites Cruasensis Torg.

Crioceras Duvali Lév., *C. baleare* Nol. *C. Nolani*, Kil., *C. Quenstedti* Oost., *C. angulicostatum* d'Orb., *C. Emerici* d'Orb., *C. Jourdani*, Ast. *C. Tabarelli* Ast.

Heteroceras Tardieui Kil.

Astieria Astieri d'Orb., *A. Sayni*, Kil.

Holcodiscus incertus d'Orb., *H. intermedius* d'Orb., *H. Lorioli* Kil.

Desmoceras difficile d'Orb., *D. hemiptychum* Kil., *D. Raspaili* Kil. *D. Rebouli* Kil., *D. cassidoïdes* Uhl., *D. cassida* Rasp.

Oosterella cultrata d'Orb.

Bochianites neocomiensis d'Orb.

Aptychus Didayi Coq., *A. Seranonis* Coq. *A. Mortilleti* Pict. et de Lor.

Pecten Agassizi, Pict. et de Lor.

Inoceramus sp. ind.

V. URGONIEN

Le calcaire zoogène urgonien, décrit depuis longtemps par Gilliéron dans le Montsalvens, signalé par Lugeon dans la Nappe de la Plaine-Morte, n'était pas connu jusqu'ici dans la région qui nous occupe. Il ne se rencontre en effet dans aucune des coupes classiques. J'ai fini par en découvrir quelques fragments sur le versant méridional des Pléiades, aux alentours d'*En Chexbres*.

En cet endroit, les couches néocomiennes ont subi de telles dislocations qu'il n'est pas possible de déterminer les relations stratigraphiques de ces calcaires avec le Barrémien. Moins plastique, l'Urgonien est réduit en lentilles de quelques centimètres ou de

quelques mètres, noyées dans les schistes et calcaires qui les accompagnent. En deux points cependant, sur la lacet supérieur de la route du Crêt des Dailles, et sur la voie du chemin de fer des Pléiades, une centaine de mètres au S.-W. de la station de Fayaux, il semble bien que les calcaires zoogènes représentent la partie supérieure du complexe barrémien.

Ils sont identiques, du reste, à l'Urgonien du Montsalvens, dont la stratigraphie est bien nette. On sait qu'au Montsalvens, JEANNET (in Arn. Heim, 55, p. 446 et 447) a trouvé dans ces calcaires *Orbitolina conulus*, Douv., et toute une petite faune du Barrémien supérieur. La même orbitoline existe dans nos couches des Pléiades.

Ici comme au Montsalvens, l'Urgonien est un calcaire oolitique et zoogène d'un blanc mat, dur et cassant ; il est pétri de miliolles, d'orbitolines, de débris d'échinodermes et de mollusques divers. Il n'a pas la fine texture compacte de l'Urgonien helvétique ; c'est au contraire une roche détritique et rugueuse. Par places, de microscopiques grains de quartz s'y pressent. Souvent l'apparence oolitique n'est due qu'à la grande abondance des miliolles.

En coupe mince, on reconnaît des textulaires, des rotalidés, des bryozoaires, des piquants d'oursins et de nombreux fragments de diplopores. Les orbitolines sont, par endroits, très abondantes.

VI. APTIEN ET ALBIEN ?

Dans la partie méridionale des *Pléiades*, où les complications tectoniques se multiplient, apparaît, au-dessus du Barrémien, un complexe de couches que l'on a jusqu'ici confondues avec cet étage, mais qui doivent appartenir à l'Aptien et peut-être à l'Albien. Les fossiles y sont extrêmement rares, et très mal conservés. Cependant, les petites faunes que nous y avons trouvées, en partie avec M. Lugeon et A. Jeannet, sont bien distinctes de celles du Barrémien.

Pour autant qu'il est possible d'observer des superpositions normales dans cette contrée si disloquée, il semble que la série stratigraphique puisse s'établir comme suit :

1. — Au-dessus du Barrémien (sans parler des calcaires urgoniens écrasés tectoniquement) s'entasse un complexe plus schisteux, où manquent les calcaires compacts ; ces schistes sont terreux, marneux, foncés ; il s'y intercale irrégulièrement de minces couches d'un grès glauconieux très lourd, d'un bleu noir.

A divers horizons, ces grès se présentent en gros bancs, qui se

délitent en plaquettes et sont accompagnés de schistes arénacés, de même teinte et de nature presque identique.

Ce complexe inférieur représenterait l'Aptien.

2. — L'Albien (?) reprend un aspect très semblable au Barrémien ; on retrouve l'alternance de calcaires assez compacts et de schistes marneux. Mais les schistes prédominent nettement ; et leur passage aux calcaires se fait graduellement, sans limite tranchée : on peut suivre une sorte de schistosité dans les calcaires, en sorte qu'ils forment plutôt des masses irrégulières et mal définies que des bancs continus.

Les deux ensembles que nous venons de définir sont assez distincts l'un de l'autre, bien qu'on ne leur puisse assigner de limites précises. Mais il n'est pas certain que l'un soit Aptien, l'autre Albien ; et leurs relations visibles sont si peu nettes, qu'on ne peut même catégoriquement affirmer : celui-ci est inférieur à celui-là.

Il semble que la série soit normale à *Chantemerle*, le long de la voie du tramway — bien qu'un repli de Barrémien y vienne recouvrir l'Albien. La série serait au contraire renversée sur les lacets de la grande route du *Crêt des Dailles*, où l'Albien bute, par une dislocation visible, contre le Barrémien.

1. — Le complexe qui paraît être l'inférieur est tout à fait analogue à ce qu'Arnold Heim a nommé « Gamserschichten » dans le Montsalvens (54, p. 473 et 55, p. 447). Il parallélise ces schistes et grès glauconieux avec les formations semblables des *Churfirsten*, et, sur cette seule identité lithologique, les désigne comme aptiens. On peut se demander si, parmi des dépôts sédimentaires aussi variables que ceux du Mésocrétacé alpin, l'identité de faciès autorise des parallélismes à si grande distance. J'ai trouvé, pour ma part, dans les « Gamserschichten » du Montsalvens (torrent des *Covayes*) une grande quantité d'*Inoceramus Coquandi*, d'Orb., qui permettent de mettre en doute l'âge aptien de ces couches.

Dans le complexe probablement aptien des Pléiades, je n'ai pu recueillir que quelques mauvais débris de fossiles :

Belemnopsis semicanaliculatus Blainv.

Belemnopsis subfusiformis ? Blainv. in d'Orb.

Bochianites sp. ind.

Une demi-douzaine de petites ammonites pyriteuses, indéterminables.

Inoceramus concentricus ?

Corbis ? sp. ind.

EARTH SCIENCES LIBRARY

Pecten ? sp. ind.

Cardium ? sp. ind.

Ces restes organiques ne suffisent pas à fixer l'âge aptien que nous attribuons à ces couches ; mais il est certain qu'elles sont supérieures au Barrémien et même aux quelques lentilles visibles de calcaire urgonien.

2. — Dans la série qui semble dominer cet Aptien, les fossiles sont un peu moins calamiteux, sans permettre toutefois de déterminations certaines :

Belemnopsis minimus Lister.

Bochianites sp.

Lyloceras sp.

Phylloceras gr. *Rouyanum-Forbesianum*, d'Orb.

Phylloceras ellipticum ? Kosm.

M. le professeur W. Kilian a bien voulu examiner les petites Bélemnites et confirmer ma détermination, sans toutefois se prononcer avec certitude. MM. P. Lory et P. Fallot, de Grenoble, ont eu l'amabilité d'étudier les quelques fragments d'ammonites que nous citons, et dont l'état de conservation est si mauvais qu'on ne peut rien affirmer de précis quant à leur âge.

Pour M. P. Lory, auteur du genre *Bochianites*, le débris que je lui ai envoyé a des cloisons plus découpées que *Bochianites neocomiensis*, d'Orb. Mais il ressemble beaucoup à certaines espèces du Valanginien et de l'Hauterivien. On ne connaît pas jusqu'ici de *Bochianites* au-dessus de l'Aptien.

M. P. Fallot estime que les petits *Phylloceras* du groupe *Rouyanum-Forbesianum* ont des cloisons si évoluées que leur âge Aptien supérieur ou Albien est probable.

Dans de telles conditions tectoniques et paléontologiques, on ne saurait donc désigner sûrement l'âge de ces complexes. On ne peut hésiter toutefois qu'entre l'Aptien et l'Albien, car ces couches sont certainement, de par leur faune, antérieures au Cénomaniens et dominant manifestement le Barrémien, dont la faune est toute différente.

Les grès glauconieux aptiens affleurent, au-dessus de Montreux dans la partie W. et N. du village de *Charnex*, superposés au Wildflysch ; puis on les retrouve au N.-E. de Chaulin, à la base de la colline de *Cornaux* ; puis dans la Baie de Clarens. Nous avons vu que leur extension était assez grande dans le flanc méridional des *Pléiades*.

Plus au Nord, on ne les voit reparaitre qu'au pied du Mont Corbetta, perçant sous les éboulis jurassiques, à la sortie orientale du village de *Fruence*.

Enfin, dans les écaillés inférieures du Niremont, ils figurent en série renversée entre le Turonien et le Barrénien, soit au *Crêt Piudîé*, soit au *Crêt Mory*.

Les couches albiennes ne sont visibles que sur le versant sud des Pléiades, dans le ravin de la Baie de Clarens, et dans les vignes entre Montreux et Charnex.

VII. TURONIEN

Le Cénomanien n'a jamais été signalé dans les Préalpes bordières ou internes, et je n'en ai pas trouvé trace. Peut-être est-il compris dans le complexe que nous avons attribué à l'Albien. On pourrait aussi croire qu'il rentre dans l'ensemble des calcaires blancs turoniens. Mais le faciès de cet étage dans les Nappes helvétiques (*Turrilitschichten*) est tout différent de celui du Turonien et n'a aucun correspondant dans notre zone. Il est plus probable que le Cénomanien n'existe pas dans les Préalpes bordières.

Le Turonien lui-même n'est jamais, dans la région qui nous occupe, superposé normalement à la série néocomienne¹ ; celle-ci est recouverte en discordance par le Flysch. Le Turonien se présente en lames indépendantes, en écaillés, pincées dans le Flysch, à la partie inférieure de la chaîne.

La roche est un calcaire à roselines et à globigérines, compact, blanchâtre avec des taches grises argileuses², en bancs irréguliers qui s'effilent en fuseaux, feutrés de schistes marneux sans mica. Ces schistes peuvent ne former que des délits très minces entre les couches calcaires, mais parfois ils sont mieux développés, quoique toujours subordonnés.

Les écaillés turoniennes atteignent jusqu'à 180 m. de puissance (aux Pléiades, au-dessus des Chevalleyres) ; mais le plus souvent, elles sont écrasées, et il arrive qu'elles ne mesurent que quelques mètres, formant des lentilles dans le Flysch.

Or, parmi les sédiments nummulitiques du Flysch se trouvent des calcaires zoogènes blanchâtres et compacts, identiques d'aspect au Turonien (34). La distinction est souvent très difficile, parfois

¹ Au Montsalvens, par contre, le Turonien repose sur le Gault ; cependant, au seul point où la superposition soit visible, le contact est quelque peu disloqué tectoniquement (55, p. 448).

² Sont-elles déterminées par des algues fucoïdes ? (55, p. 448).

impossible, entre ces calcaires nummulitiques et les écailles turoniennes qui s'intercalent dans le Flysch. Car les fossiles macroscopiques sont fort rares, et la faune microscopique est la même dans les deux cas. Cette identité d'aspect et de nature s'explique par une similitude temporaire des conditions de dépôt, mais la difficulté de détermination n'en subsiste pas moins.

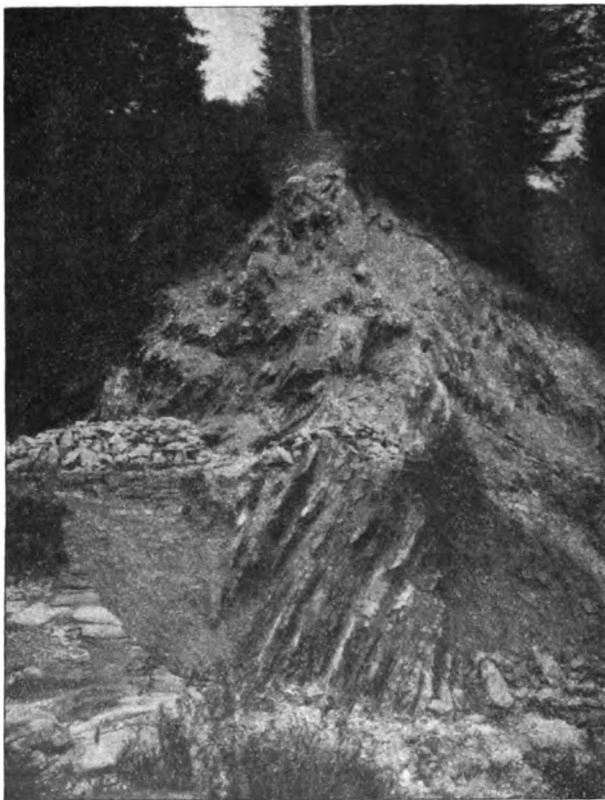


FIG. 2. — Le gisement de Turonien de Praz Roux, près Semsales.

On peut remarquer cependant que les schistes qui accompagnent les calcaires nummulitiques sont en général légèrement micacés, ce qui n'est jamais le cas pour les schistes turoniens. Et la trouvaille d'un fragment d'inocérame suffit à déterminer le Crétacique.

A cause de sa grande pauvreté en fossiles macroscopiques, le Turonien a été jusqu'ici confondu avec le Néocomien, dans notre chaîne. Cependant, dans la colline des *Alpettes*, qui lui fait suite vers le N., Gilliéron avait depuis longtemps distingué ces calcaires qu'il

confondait en partie avec des couches sénoniennes. Le gisement de *Praz Roux*, près de Semsales, lui avait fourni quelques organismes qui suffisent à caractériser l'âge turonien de ces couches (fig. 2) :

Inoceramus Brongniarti, Sow.

» *Cuvieri*, Sow.

Ostrea sp.

Gardiaster Gillieron, de Lor.

Nous n'avons, pour notre part, trouvé dans ces couches que des fragments d'inocérames et de bélemnites.

VIII. SENONIEN

Le Sénonien n'affleure qu'en un seul point de la région étudiée : du plateau de la Chaudereire, sur le flanc occidental du Niremout, un sentier non marqué sur la carte descend vers le Sud, longeant le ruisseau qui prend sa source au chalet 1264. Ce sentier, entre les cotes 1150 et 1120, approximativement, est taillé dans des couches alternativement calcaires et marneuses, presque verticales et dirigées N-S.

Cet affleurement est tout à fait isolé par le terrain glaciaire ; il se trouve cependant au-dessus des assises néocomiennes, très repliées, qui dominent Montgevin et les Biolettes, et sous la grande masse de Flysch qui forme le sommet du Niremout.

Je n'ai trouvé aucun fossile dans ces couches ; et leur attribution au Sénonien n'est dictée par leur analogie lithologique avec les « Leistmergel » décrites par Arnold Heim (72). M. A. Jeannet, sur l'examen d'un échantillon, m'a affirmé l'identité de ces deux formations.

Ce sont des calcaires marneux d'un gris jaunâtre clair, avec des parties schisteuses irrégulièrement intercalées ; les calcaires eux-mêmes sont plaquetés, schistoïdes ; leur grain est assez fin, leur composition plus marneuse que celle des calcaires turoniens ou néocomiens. Les schistes ont une nature pétrographique très semblable à celle des calcaires, et la même teinte ; il n'y a pas de limites tranchées entre eux. Des taches violacées sont fréquentes à la surface des plaquettes calcaires et des schistes.

En coupe mince, on découvre dans les calcaires de très petits granules de quartz et de minuscules micas décomposés ; j'y ai reconnu plusieurs globigérines, *Rosalina Linnei*, d'Orb. (= *Pulvinulina tricarinata* Quereau) et *Pithonella ovalis* Lorenz.

IX. MAESTRICHTIEN

Au pied du Moléson, intercalés dans la masse de Flysch qui appartient aux Préalpes bordières, surgissent près du *Gros Plané* des rochers de calcaires jurassiques arrachés très probablement aux Préalpes médianes ; et associés à ces rochers de la façon la plus compliquée, on trouve, avec des calcaires à Lithothamnies nummulitiques, des « Couches de Wang » d'âge maestrichtien (35 et 36).

Elles ont ici les mêmes caractères exactement que dans la nappe du Wildhorn, où elles sont si abondantes. Ce sont des calcaires grenus, plaquetés, schistoïdes par places, d'un grain rugueux, d'un bleu sombre et terne. On n'y trouve d'autres organismes qu'une sorte de Serpule, elle alors très fréquente, que M. Lugeon a nommée *Jereminella Pfenderae* (75).

Les Klippes de la Joux derrière, près du Gros Plané, sont les seules où l'on ait trouvé jusqu'ici, entre le Léman et la Sarine, dans les Préalpes bordières, ces « couches de Wang » si caractéristiques des Hautes Alpes calcaires ¹.

C. NUMULITIQUE

Les formations nummulitiques des Préalpes bordières sont parmi les plus compliqués des terrains alpins. Elles comprennent ce fameux « Wildflysch » défini par Kaufmann en 1886, dans la région de Habkern, et dont les « blocs exotiques » ont posé aux géologues un des problèmes les plus obscurs et les plus féconds ; car c'est de lui qu'est parti H. SCHARDT, en 1890, pour « s'acheminer vers la vérité » (20, p. 129), pour découvrir le recouvrement des Préalpes sur le Flysch et transformer la géologie alpine.

La solution donnée à ce problème par M. LUGEON en 1916 (74) marque la fin, provisoirement, d'une série de recherches passionnantes, en conduisant à l'hypothèse aujourd'hui invérifiable de massifs granitiques enterrés sous les Alpes pennines.

Il ne saurait être question, dans cette étude préliminaire, de discuter et d'établir tous les faits qui seront avancés sur la stratigraphie du Nummulitique. Nous nous bornerons à énoncer aussi brièvement que possible les résultats où nous sommes arrivés.

¹ M. C. Mauve, sur sa carte géologique du Moléson (79, pl. VI) indique des « couches de Wang » à la *Blancharda*, à 3800 m. environ, vers l'W. S.-W., de Gruyère ; mais c'est une erreur : c'est le Lias moyen qui affleure là, reposant sur la cornièule triasique, et recouvert par le Lias supérieur.

1. — A la base de notre chaîne, et reposant sur la molasse ou le poudingue oligocènes du plateau suisse, s'empile une puissante série de « Flysch noir » : menus schistes micacés, noirs ou d'un brun sombre, avec des bancs de grès en général fin ; parfois l'alternance des schistes et des grès est régulière, parfois les schistes existent presque seuls, rarement les grès dominent.

On trouve, sur les bancs de grès, de nombreuses pistes de vers limnivores, nommées *hiéroglyphes* ; on y trouve aussi des *Chondrites*. Les traces charbonneuses de végétaux sont fréquentes.

A part ces restes énigmatiques, les organismes sont extrêmement rares dans ce Flysch de base.

Dans la *Veveyse de Feygire*, non loin de son confluent avec celle de Châtel, au coude que fait la rivière pour se diriger vers le S.-W., se trouve le gisement des petits lamellibranches qu'a décrits et figurés Locard (59) ; jusqu'ici, on croyait ce gisement d'âge miocène ; il est bien manifestement dans le Flysch, quelques mètres à peine, il est vrai, au-dessus de son recouvrement sur la molasse oligocène chargée de poudingues. J'y ai retrouvé toutes les espèces de Locard : *Cyrena ovalina*, Desh. ; *Cyrena Saussurei*, Loc. ; *Cyrena Eymari*, Loc. , (dont le *Sphaerium Bedoti*, Loc., n'est que la valve gauche (39), *Cyrena thunensis*, Meyer.

Dans la *Veveyse de Feygire*, on peut suivre vers l'amont ce Flysch de base sans discontinuité, jusqu'au pont de Feygire, où s'y intercalent des lames turoniennes et oxfordienne. C'est sous le pont de Feygire qu'auraient été trouvés, d'après les étiquettes qu'ils portent, deux exemplaires de *Cardium Heeri*, Mey. que possède le Musée de Berne (récoltés en 1865 par J. Cardinaux), et une *Clausilia Escheri*, Mey. recueillie probablement par Renevier et déposée au Musée de Lausanne.

Dans cette masse du Flysch de base s'intercalent, au pied des Pléiades, des bancs épais de grès à gros grains, sans que l'on puisse préciser très clairement leurs relations stratigraphiques ou tectoniques avec le Flysch noir. Ces grès grossiers forment, entre autres, la butte moutonnée de *Cucloz*, au N.-W. des Chevalleyres-derrey. Ils sont composés de grains arrondis, de 1 à 2 cm. de diamètre, reliés par un ciment gréseux, micacé, d'une teinte vert sombre. Les grains sont formés surtout de grès micacés aussi, mais on y trouve en abondance du jaspe rouge ou vert, des quartzites ; les fragments roulés de calcaires siliceux, d'aplite, de gabbros (serpentine, prasinites) n'y sont pas rares ; parfois se rencontre un élément plus gros, de 5 à 10 cm. de diamètre.

EARTH SCIENCES LIBRARY

Des grès identiques, à semblables gros grains, apparaissent dans la Veveyse de Feygire, en aval du pont, sur les pentes boisées du versant droit ; l'escarpement qu'ils forment est isolé du reste du Flysch, par le glacière et l'éboulis.

Je n'ai trouvé aucun organisme dans cette formation détritique, qui n'est pas sans analogie avec certains sédiments molassiques. Sa composition indique nettement qu'elle s'est déposée dans une période de dénudation des nappes austro-alpines (*nappe du Simmenthal* = ancienne *nappe rhétique* romande). Cependant, ces grès grossiers semblent bien être un niveau stratigraphique dans le Flysch noir.

L'âge de toute cette grande masse de Flysch de base n'a du reste pas été facile à établir. Ce terrain ressemble fort au « Flysch noir » de la zone des Aiguilles d'Arves, dont J. BOUSSAC a démontré l'âge priabonien (33, p. 253). Mais il ressemble fort aussi à la série des « couches de Ralligen » que l'on trouve au bord du lac de Thoune chevauchant sur la molasse, et dont l'âge, après de longues discussions, semble établi sans conteste : Rupélien et Chattien (78, 80, 81), comme le Flysch du Dévoluy (33, p. 196). L'analogie de notre Flysch de base avec ces couches de Ralligen avait été notée déjà par Bernard Studer (2, vol. II, p. 32). Et dans le massif du Gurnigel, qui à l'W. du lac de Thoune est exactement l'homologue du nôtre, Ed. Gerber assimile la masse entière du Flysch de base à ces terrains oligocènes (56 et 57).

D'autre part, le Flysch de base de notre chaîne semble passer graduellement au Wildflysch lutétien et auversien.

La faune de petites Cyrènes énumérée ci-dessus ne peut guère renseigner sur l'âge de nos couches, bien que le type de la *Cyrena ovalina*, Desh. provienne du calcaire grossier lutétien du Bassin de Paris¹. La présence de *Clausilia Escheri*, May. et de *Cardium Heeri*, May. connus tous deux dans l'Oligocène, parlerait plutôt en faveur de l'attribution de notre Flysch de base aux couches de Ralligen.

La trouvaille toute récente que nous avons faite, avec M. Lugeon, dans la Veveyse de Feygire, de bancs de calcaire à lithothamnies, vient trancher la question. Ces bancs se trouvent environ 75 m. en aval du pont de Feygire, en intercalation sans aucun doute stratigraphique dans les schistes micacés du Flysch. Ils renferment, outre des lithothamnies, des bryozoaires et des *Trochocyathus*, de petites

¹ DESHAYES, Animaux sans vertèbres du Bassin de Paris, vol. I, p. 505, et SANDBERGER, Fauna der Vorwelt, p. 208.

nummulites indéterminables, et *Assilina exponens*, Sow. (diverses formes d'*Assilines* figurées dans Arn. Heim (69, pl. VI, VII et VIII), correspondant toutes, pour J. Boussac, à *Assilina exponens*, Sow.)

Ces assilines déterminent nettement l'âge lutétien supérieur ou auversien de ces bancs qui représentent une récurrence marine passagère dans la série saumâtre, puisqu'ils se trouvent entre les couches à Cyrènes et le point où fut trouvée la *Clausilia Escheri* du Musée de Lausanne.

Il n'y a donc plus de doute : notre Flysch de base, malgré l'analogie des sédiments, n'est pas assimilable aux « couches de Ralligen », mais est lutétien ou auversien. Et par conséquent, il semble bien que les grès grossiers de Cucloz soient du même âge.

2. — Les écailles mésozoïques des Préalpes bordières reposent sur le coussinet basal du Flysch noir ; mais entre deux s'intercale, presque partout, une tranche de « Wildflysch », et c'est dans ce Wildflysch que s'entrelardent les lames mésozoïques inférieures, sans qu'il y ait entre lui et le Flysch noir de limite tranchée : le passage est graduel.

A vrai dire, le Wildflysch se définit aussi bien par sa complication tectonique que par la diversité de sa sédimentation.

C'est un complexe broyé de schistes micacés, noirs, rougeâtres ou verdâtres, toujours sombres ; de grès dont les bancs s'effilent souvent en lentilles ; de quartzites gris ou verts (ölquartzit) ; de calcaires détritiques (formés surtout d'éléments jurassiques) ; de calcaires à polypiers et à nummulites, de calcaires à lithothamnies, assez rares ; et de calcaires à roselines et globigérines, blanchâtres et compacts, identiques à ceux du Turonien. Ces derniers sont fréquents, et parfois très développés.

Dans ce complexe se fauillent, tectoniquement, des lames de Jurassique, de Néocomien et surtout de Turonien ; nous avons déjà signalé la difficulté que présentait parfois la détermination de ces calcaires mésocrétacés, où cependant l'on finit presque toujours par trouver un fragment d'inocérane.

M. LUGEON a mis en lumière l'alternance de sédimentation détritique et zoogène qui caractérise les dépôts du Wildflysch ; il a montré que les blocs exotiques n'étaient que des éléments plus gros de la sédimentation clastique, provenant sans doute de l'écroulement de falaises granitiques dans la mer du Flysch (74). Sur toute l'étendue de notre chaîne, du Léman au Niremont, nous n'avons trouvé aucun bloc exotique, mais sauf cela le faciès de notre Wildflysch

est le même que celui de Habkern, du Gurnigel et des Préalpes internes.

Le Wildflysch, semblable au « Flysch calcaire » des Alpes françaises, n'est donc point une « série compréhensive », comme le supposait Boussac (33, p. 210 à 215, 513 à 516, etc.). L'âge de ses dépôts est lutétien et peut-être auversien. En effet, nous avons trouvé, avec M. Lugeon, dans ses calcaires à Nummulites, à côté de petites Nummulites non déterminables, de lithothamnies, de bryozoaires, de polypiers indistincts, des formes bien caractérisées d'*Assilina exponens*, Sow. (formes figurées par Arn. Heim (69, pl. VI et VII) ainsi que des orthophragmines. Les schistes du Wildflysch contiennent beaucoup de globigérines : ses calcaires d'aspect turonien sont pétris de globigerines, de *Rosalina Linnei*, d'Orb. (= *Pulvinulina tricarinata*, Quereau), de nodosaires, etc.

3. — Au-dessus des écailles jurassiques et néocomiennes, et transgressant sur le Barrémien, s'élève une formidable masse de Flysch qui va s'épaississant, dans notre chaîne, du Sud au Nord. Elle constitue, à l'E. des Pléiades, la colline des Riaux ou de Pautex; elle constitue le sommet du Mont Corbetta, et toute la partie supérieure du Niremont, avec le soubassement du Moléson. Les couches y sont repliées de toutes façons et dans toutes les directions ; des lames de Malm, des lentilles de Wildflysch parfois s'y égrènent.

La roche est formée d'une alternance, en général régulière, de schistes et de grès ; mais l'épaisseur des bancs de grès et leur structure, varient beaucoup. Les schistes sont gris ou jaunes. Rarement s'y intercalent quelques couches d'un calcaire compact, jaunâtre.

Les fossiles sont très rares dans ce « Flysch gréseux ».

Dans la région méridionale des Pléiades, aux *Cornes*, un banc calcaire intercalé dans la série gréseuse est pétri d'*Orthophragmina discus*.

Sur un banc de grès grossiers, dans le ruisseau qui descend du marais des Tenasses, vers la Veveyse de Feygire, j'ai trouvé un fragment de *Pecten* sp. ind.

Enfin, sur le flanc oriental du Niremont, à la carrière de *Moilertson*, nous avons récolté, avec M. Lugeon et quelques étudiants, dans des bancs de grès grossiers, plusieurs petites Nummulites :

Numm. striatus, Brug.

Numm. Partschi (= *N. Oosteri*) de la Harpe.

Assilina exponens, Sow.

Cette petite faune détermine assez nettement l'âge auversien ou lutétien tout à fait supérieur des bancs de Moillerstson. Par de semblables Nummulites, trouvées dans le prolongement de notre chaîne, on savait déjà que ces étages sont représentés dans le Flysch du sommet de la zone bordière ; mais ce Flysch est d'épaisseur si considérable qu'on ne peut dire si ces deux étages le représentent en entier, ou si le Priabonien y existe également (33, p. 507).

Nous avons donc, en résumé :

1° Le « Flysch noir » de base, avec ses Helminthoïdes, ses hiéroglyphes, ses traces de plantes et ses Cyrènes, ses bancs de calcaires à lithothamnies dans la Veveyse de Feygire et les grès à gros grains qui s'y intercalent au pied des Pléiades. L'âge de ce Flysch est donc lutétien supérieur ou auversien.

2° Le « Wildflysch », lutétien et probablement auversien, avec des intercalations tectoniques de lames mésozoïques.

3° Le « Flysch gréseux » du sommet, auversien certainement, et peut-être aussi priabonien.

Le Mésonummulitique semble donc être seul représenté dans la série tertiaire de notre chaîne, ce qui s'accorde parfaitement avec l'admirable synthèse qu'a faite J. BOUSSAC du Nummulitique alpin.

D. QUATERNAIRE

Les formations quaternaires qui recouvrent en si grande abondance les chaînons des Préalpes bordières sont essentiellement composées des dépôts morainiques würmiens du glacier du Rhône ; nulle part on ne trouve de restes manifestes de moraines rissiennes.

Les glaciers würmiens ont dû recouvrir entièrement les Pléiades, les Corbettes et le Niremout, qui sont ainsi d'énormes buttes moutonnées. Entre chacune de ces collines, les dépôts morainiques se sont accumulés en épaisseur formidable, dépassant parfois 150 m. Les trois rivières qui coupent la chaîne, Baye de Clarens, Veveyse de Feygire, Veveyse de Châtel, occupent ainsi d'anciennes dépressions glaciaires transversales, dont les épaulements sont suspendus environ 200 m. au-dessus du plateau molassique. Tout le long du bord occidental de la chaîne, les glaciers ont dû creuser une sorte de chenal, se tenant en gros à la limite des Préalpes et de la molasse, et comblé de dépôts morainiques qui atteignent 100 m. d'épaisseur. C'est ce qui rend si difficile l'étude des relations du Flysch et de la molasse.

EARTH SCIENCES LIBRARY

Des traînées importantes de dépôts glaciaires se sont déposées aussi, sur le flanc occidental de notre chaîne, au-dessus des parois jurassiques et au-dessus des pentes néocomiennes.

De même, entre les Préalpes bordières et les Préalpes médianes, le glacier a occupé une forte dépression qui s'étend depuis la Baye de Clarens jusqu'au Nord de la Veveyse de Feygire.

Le matériel des dépôts morainiques est celui que l'on trouve dans toutes les formations würmiennes du glacier du Rhône (32) ; les blocs de poudingues permien s'y font remarquer par leur couleur lie-de-vin ; les gneiss, les gabbros, les conglomérats carbonifères, les grès et conglomérats nummulitiques haut-alpins n'y sont pas rares ; on n'y trouve aucune trace du « poudingue de Mocausa », si fréquent dans le bassin de la Sarine.

Une seule particularité me semble devoir être relevée : tout le long du flanc occidental du Mont Corbetta et jusqu'au N. de la Veveyse de Châtel, on trouve égrenés, entre 900 et 950 m. d'altitude environ, d'énormes blocs de calcaire siliceux grenu, bleu foncé ou brun. Il s'en dresse au-dessus de Chaussin ; près de la chapelle du Scex, au Sud du ruisseau de Praz Gremy, ils atteignent 10 m. de hauteur (Gilliéron a déjà signalé l'un d'eux) ; ils parsèment le plateau de Riondonnaire, quelques-uns ont chu dans la Veveyse tout près de la carrière de Planière ; enfin les derniers se trouvent dans les prés au S. de Maudens. Ces blocs ont tous la même nature pétrographique, qui n'est pas celle du Néocomien des Préalpes bordières (comme l'affirme encore M. Behmer (32, p. 28) pour le seul qu'il ait remarqué), ce sont des blocs de l'Hauterivien des Hautes Alpes calcaires.

De même qu'on explique les immenses blocs de protogine de Mont-they par la chute, sur le glacier du Rhône, d'une aiguille du Massif du Mont-Blanc, il faut admettre ici qu'un écroulement d'Hauterivien s'est produit sur le glacier en amont de St-Maurice, et que les blocs en ont été déposés en traînée au-dessus du gradin que déterminent les rochers jurassiques du Mont Corbetta. Car on n'en trouve aucune trace sur le flanc des Pléiades, ni sur le Niremont au N. de Maudens.

CONCLUSIONS

On sait, d'une façon générale, que les formations néritiques des Hautes Alpes calcaires, de la nappe du Wildhorn en particulier, prennent vers le Sud, en passant aux Nappes « ultra-helvétiques », un

faciès de plus en plus vaseux (23, p. 763). La série stratigraphique des Préalpes bordières nous montre donc une remarquable suite de sédiments géosynclinaux, de l'Oxfordien à l'Eocène. Les dislocations ont quelque peu brouillé son histoire, mais les traits principaux en sont encore bien nets :

Les menus schistes de l'*Oxfordien*, si noirs et si argileux, avec leurs rognons de pyrite et leur pauvreté en fossiles, font imaginer une mer profonde, tranquille, surpeuplée d'organismes, peut-être une sorte de mer des Sargasses. Peu à peu sa profondeur semble diminuer et ses eaux s'éclaircir : des bancs calcaires s'intercalent de loin en loin dans les argiles, calcaires sombres et onctueux d'abord, plus compacts à mesure qu'ils deviennent plus fréquents, et l'on passe à l'*Argovien*, où l'alternance est parfaitement régulière. Les marnes se chargent de grumeaux calcaires à la partie supérieure de l'étage, et ne forment plus que de minces délits dans le *Séquanien*, où les calcaires sont presque blancs.

C'est là un phénomène fréquent dans les Alpes de faciès helvétique, et sur lequel M. le professeur P. Arbenz a récemment attiré l'attention (77). Mais tandis que dans les nappes inférieures et septentrionales (Morcles, Diablerets, Wildhorn avec ses nombreuses digitations) la sédimentation devient néritique dès le Séquanien, elle reste ici franchement bathyale ; les *Phylloceras* sont fréquents dans le *Kimeridgien*, où se développent prodigieusement les gros *Aspidoceras*. En même temps se multiplient les rognons siliceux ; est-ce un refroidissement graduel qui aurait d'abord débarrassé la mer de ses Sargasses, puis favorisé le développement des éponges siliceuses ?

Dans le haut du *Kimeridgien*, les bancs plus minces, plus foncés et d'odeur plus forte, presque entièrement dépourvus de fossiles, font songer à une nouvelle invasion d'organismes planctoniques, mous, dont la décomposition produirait des acides qui dissolvent les tests calcaires. Mais au *Portlandien*, les calcaires redeviennent parfaitement blancs, tout pétris de Calpionelles, et les Ammonites reparaissent.

Les trois zones du Tithonique (70, p. 1088) ne sont représentées, dans notre région, que par 4 à 5 m. de calcaires en gros bancs, alors que dans les nappes inférieures on trouve les puissantes masses schisteuses (« Zementsteinschichten » d'Arn. Heim) qui passent insensiblement au Berriasien. Et nos bancs tithoniques sont formés d'un calcaire noduleux, presque bréchoïde, dont les éléments sont réunis par un ciment de texture analogue à la leur. Les grosses

Pygope ne sont pas rares. Les *Phylloceras* et les *Perisphinctes* restent fréquents. Il semble bien, cependant, qu'à cette époque la partie méridionale du géosynclinal helvétique — en général la plus profonde — se soit relevée considérablement, alors que la mer s'approfondissait au Nord. Il y eut même certainement émergence, tout au moins locale, entre les temps jurassiques et les temps crétacés. En effet, Gilliéron a signalé depuis longtemps un dépôt *sidérolitique* sur les calcaires jurassiques redressés de la Tour de Trême, près de Bulle ; et Arn. Heim, qui le rappelle, considère ce fait comme encore inexplicable (37, p. 291). De plus, Sarasin l'a bien montré, le *Berriasien* débute souvent par un conglomérat dont les éléments arrondis, empruntés pour la plupart au Jurassique, sont englobés dans une pâte marneuse à grain grossier. Arn. Heim a même découvert près de la Lenk un affleurement où ces éléments atteignent 2 m. de diamètre (53).

Tout l'étage *berriasien* témoigne d'une sédimentation détritique, en mer assez peu profonde ; l'aspect de ces terrains varie beaucoup d'un endroit à l'autre : on y trouve aussi bien des marnes sombres que des calcaires à entroques ; les petits gastéropodes, les *Pecten*, les *Lima*, les petits coraux isolés, constituent le fond de la faune ou les ammonites sont rares. Et l'abondance des spicules siliceux que révèle le microscope, montre le rôle qu'ont repris alors les éponges.

Elles le perdent bientôt : Au *Valanginien moyen et supérieur*, l'alternance régulière de calcaires marneux tachetés et de schistes, sans trace de spicules siliceux, avec une riche faune d'ammonites, fait penser à une mer profonde, tranquille, aux eaux claires. La présence d'une ammonite presque exclusivement espagnole — *Oostrella Garciae*, Nicklès¹ — indique un climat plutôt chaud.

L'*Hauterivien* marque au contraire un refroidissement dans toute la région méditerranéenne (Cf. E. Haug, 70, p. 1366). Brusquement, les calcaires marneux du Valanginien font place à des bancs de calcaire siliceux, pétris de spicules d'éponges ; c'est un sédiment tout à fait analogue à celui de l'Hauterivien des Nappes helvétiques (« Kieselkalk » des auteurs suisses allemands), avec cette seule différence que la texture en est un peu plus fine. L'absence de fossiles ne permet pas d'apprécier les conditions d'existence.

Dès l'*Hauterivien moyen*, à *Crioceras Duvali*, le faciès redevient graduellement ce qu'il était au Valanginien ; nous avons noté combien la distinction était difficile entre les couches valanginiennes et

¹ Je dois à l'amabilité de W. Kilian, professeur à Grenoble, la détermination de cette ammonite, et la mention de son intérêt pour les Alpes, où c'est la première fois qu'on la rencontre.

barrémiennes. Toutefois, la sédimentation au *Barrémien* fut moins uniforme qu'au Valanginien : on y rencontre des calcaires plus grenus, parfois même siliceux ou glauconieux, des calcaires et des marnes souvent plus sombres. La faune, presque uniquement formée d'ammonites, est de caractère nettement méditerranéen : les *Phylloceras* des groupes *infundibulum* et *Tethys* y dominent, avec les *Desmoceras*, les *Crioceras*, les *Bochianites*.

Le faciès *urgonien*, à la partie supérieure du Barrémien, est beaucoup moins bien représenté que dans les Nappes helvétiques, et dans des conditions assez différentes : nul rudiste, mais des algues diplopores, des orbitolines, une grande abondance de miliolles. Cette roche a des analogies beaucoup plus grandes avec certaines « craies blanches » qu'avec l'Urgonien récifal ; la mer est plus profonde, certainement, que dans la zone helvétique. Cependant, ce faciès zoogène témoigne d'un soulèvement du fond à la fin du Barrémien et d'un changement dans les conditions de dépôt.

A l'*Aptien*, la sédimentation est franchement néritique et détritique, assez variable du reste. Les gros bancs de grès glauconieux alternent irrégulièrement avec des schistes arénacés ou marneux.

Les couches que nous avons attribuées à l'*Albien*, témoignent certainement d'un approfondissement de la mer, d'un retour aux conditions du Barrémien, avec de légères différences — dont la plus malencontreuse est la grande pauvreté en fossiles, mais dont la principale est une irrégularité dans l'alternance de dépôt beaucoup plus grande.

Le *Cénomanién*, nous l'avons vu, n'a jamais été constaté dans les Préalpes bordières ou internes. Il ne semble pas que ses dépôts aient pu être entièrement détruits par la transgression nummulitique, puisque ceux du Turonien ont été si bien conservés. Peut-être sont-ils compris dans les couches que nous considérons comme albiennes. Plus probablement, notre zone géosynclinale aura été exondée pendant cette époque où la mer transgressait si largement sur les aires continentales. Cela s'accorderait bien avec la loi de Haug. Mais il faut le dire, aucun indice d'émersion, ni de transgression turonienne, n'est connu jusqu'ici.

Le *Turonien*, avec ses calcaires marneux blanchâtres à roselines et inocérames, est tout semblable au « Seewerkalk » des Alpes helvétiques ; mer assez profonde, calme, claire, avec des algues qui déterminent peut-être les taches grises de la roche ; le plancton devait être abondant ; la faune benthonique, peu vorace, contraste, malgré l'analogie lithologique, avec celle du Kimeridgien à gros *Aspidoceras*.

Le peu que l'on connaît du *Sénonien* témoigne d'un approfondissement de la mer ; Arn. Heim voit dans ses « *Leistmergel* », le produit d'une sédimentation terrigène, mais tout à fait régulière et uniforme, en mer très profonde, pauvre en nourriture (72, p. 180 à 181).

Quelle que soit l'incertitude qui puisse régner encore sur la stratigraphie de certains de nos terrains *nummulitiques*, l'émersion de la zone bordière au début de l'Eocène est bien manifeste. Le « *Wildflysch* » lutétien, marque 'une irrégularité de sédimentation étonnante : les calcaires à rosalines y alternent avec des grès, des schistes noirs micacés, des schistes à globigérines, des calcaires siliceux, des brèches à éléments jurassiques. Puis c'est le *Flysch*, auversien et peut-être aussi priabonien, d'une épaisseur formidable, où souvent l'alternance des grès fins et des marnes est d'une régularité parfaite, avec de subites traînées d'éléments plus grossiers où l'on a chance de trouver de petites *Nummulites*. Seuls les animaux limnivores foisonnent. On a l'impression d'une mer trouble, instable. Marcel Bertrand a montré (63) à quel point ce faciès *Flysch* était caractéristique des chaînes de montagnes, de leur dernière phase de sédimentation. Je ne puis trouver d'expression plus frappante, dans sa tournure elliptique, ni plus heureuse, que celle dont use couramment M. Lugeon dans ses cours : « Le *Flysch* est un faciès de fermeture des géosynclinaux. »

Ainsi, la partie la plus profonde, la plus centrale que nous connaissions du géosynclinal helvétique, celle où se sont sédimentés les terrains de notre zone bordière, a subi une série de mouvements de bascule, positifs et négatifs, qui des abîmes bathyaux l'ont fait remonter jusqu'à sortir de la mer. Ce sont des mouvements orogéniques précurseurs des paroxysmes tertiaires.

De l'Oxfordien au Tithonique, mouvement ascendant du fond, lequel replonge et s'ennoie au Valanginien et jusqu'à la fin du Barrémien ; remontée à l'Aptien, avec une petite récurrence bathyale à l'Albien, mais émersion probable au Cénomaniens ; retour de la mer au Turonien, approfondissement au Sénonien ; troisième émersion à l'Eonummulitique, suivie de la transgression lutétienne et des oscillations de la mer du *Flysch*, précédant la grande poussée tectonique.

SECONDE PARTIE

TECTONIQUE

Le caractère général de la structure tectonique des Préalpes bordières a été défini pour la première fois par CH. SARASIN en 1901 (24). Cet auteur, en précisant la stratigraphie des assises néocomiennes dans le ravin de la Veveyse de Châtel, a pu établir que la chaîne bordière était formée d'écaillés superposées, chacune en série normale, sans trace de flancs renversés.

Il est, nous le verrons, des exceptions à cette règle : la Veveyse de Feygire nous montre de véritables plis imbriqués ; cependant, la constatation de M. Sarasin reste juste pour l'ensemble de la chaîne.

Cette chaîne, au premier abord, semble de structure assez simple. A mesure qu'on pousse l'investigation, qu'on précise la recherche, les complications apparaissent de plus en plus nombreuses, et déconcertantes pour l'esprit qui cherche une loi de distribution. Et il est vraisemblable que ces complications, nous ne les connaissons jamais toutes : l'étendue et l'épaisseur des terrains superficiels, glaciaires et éboulis, sont telles, que des éléments essentiels de la tectonique peuvent nous être cachés entièrement. C'est pourquoi les coupes que nous dessinons sont de valeur très inégale suivant les points ; l'appui d'une description très détaillée leur est indispensable pour qu'elles montrent vraiment ce qu'elles doivent représenter : les faits connus et visibles en même temps qu'un essai de synthèse.

Ici, nous nous bornerons à marquer les traits généraux tels qu'ils nous apparaissent. Et si beaucoup nous sont voilés, on peut cependant assez bien se représenter le *style tectonique* de la chaîne ; les principaux ravins nous le montrent assez nettement.

La zone des Préalpes bordières n'a pas de racine en profondeur ; elle s'écrase vers le S.-E., entre les Préalpes médianes et la molasse. Tel est le fait capital que H. SCHARDT a publié en 1894 ; il a montré qu'au Bouveret, sur la rive gauche du Léman, le Trias de la nappe médiane repose directement sur la molasse rouge, identique à celle de Vevey, que l'on retrouve au Sud dans le Val d'Illiez. La continuité a donc été rompue entre les Préalpes internes et les

EARTH SCIENCES LIBRARY

bordières, au moins sur l'emplacement de la vallée du Rhône. (17 et 18).

De même, les Préalpes bordières, dans leur longueur, sont tronçonnées, étirées, divisées en petits massifs isolés les uns des autres, dont l'ensemble contourne fidèlement les deux protubérances que décrivent les Préalpes médianes, entre l'Arve et le Rhône, entre le Rhône et l'Aar. Cette discontinuité longitudinale n'a pas une moindre signification tectonique que l'écrasement en profondeur constaté au Bouveret. M. Lugeon l'a nettement montré pour les klippes carpathiques : ce tronçonnement est en relation avec la forme arquée du front des nappes, et témoigne de la poussée qu'elles ont subie. A mesure en effet que leur courbure frontale s'accroît vers le Nord, le développement longitudinal s'exagère au point de provoquer une disjonction de la zone externe, de l'étirer en un chapelet de lentilles (67).

Ce que nous saisissons donc à Montreux, c'est l'extrémité méridionale de l'un de ces tronçons des Préalpes bordières, et nous suivrons vers le Nord son accroissement continu.

On sait que cette zone est formée, en gros, d'écaillés mésozoïques superposées, pincées entre deux coussins de Flysch dont l'un, à la base, garde une épaisseur à peu près constante, tandis que le supérieur augmente de puissance graduellement vers le Nord, jusqu'à dépasser, entre Semsales et le Moléson, une largeur de 7 km.

I. ENTRE MONTREUX ET LA BAYE DE CLARENS

La zone des Préalpes bordières n'occupe qu'un faible secteur sur les pentes du Mont Cubly ; elle figure comme une mince collerette autour de cette montagne, et ne s'y manifeste par aucun relief propre. Ce versant a été raboté par le glacier du Rhône, dont l'action se marque dans la topographie d'une façon beaucoup plus saisissante que la structure tectonique. Les dépôts morainiques ne laissent apercevoir que par ci par là quelques affleurements isolés, qui ne suffisent pas à nous représenter la structure de la chaîne.

A *Montreux* même, où notre zone ne dépasse pas 1500 m. de largeur, apparaissent des têtes de couches néocomiennes, du Turonien derrière la poste de la gare, des schistes nummulitiques dans le buffet de la gare même, et sous les escaliers de l'Hôtel Suisse, tandis que le Flysch perce le glaciaire en plusieurs points, entre Montreux et Clarens (31, art. Montreux), et que l'Albien affleure dans les vignes au N-E., de Vuarennes.

A *Charnex* (voir coupe I) surgit une lentille de Kimeridgien, dominant les calcaires turoniens qui reposent eux-mêmes sur les grès glauconieux de l'Aptien, lesquels s'appuient sur le Flysch. Au-dessus du Malm, le coussin supérieur de Flysch n'a pas 100 m. de puissance, et soutient la cornieule triasique des Préalpes médianes.

Sur la route entre Charnex et *Chaulin*, affleure du Berriasien puis du Wildflysch. Et sur ce Wildflysch reposent en discordance (coupe I bis), le Valanginien et l'Hauterivien — rocher que domine le village de Chaulin — puis le Barrémien, et enfin l'Aptien qui apparaît au pied de la colline de *Cornaux*, sur la voie du chemin de fer électrique. Cent mètres plus loin, et juste au Nord, sur cette même voie, à la station de Cornaux, c'est le Valanginien de nouveau qui perce en butte moutonnée les dépôts morainiques.

Ainsi nous saisissons à Charnex un copeau jurassique chevauchant du Crétacé moyen ; à Chaulin, sur le Wildflysch une série néocomienne normale et bien développée, qui subitement s'écrase en tournant au N.-E., et c'est tout. Ce qui se passe entre deux, le glaciaire nous le cache.

II. LE RAVIN DE LA BAYE DE CLARENS

Cette rivière qui d'abord coule dans le sillon morainique séparant les Pléiades des Préalpes médianes, coupe subitement la chaîne bordière, puis reprend son cours vers le Sud, dans la molasse. Elle nous montre une section transversale de notre zone, que nous allons examiner en remontant le torrent, de l'W. à l'E.

Un ancien cours de la rivière, rempli de dépôts morainiques, et passant au pied du village de *Brent*, cache le contact de la molasse rouge et du Flysch préalpin ; mais celui-ci affleure en amont du pont de Brent, et sur plus de 500 m. forme les deux versants de la Baye.

Alors apparaissent les écailles mésozoïques, mais si différentes de l'une à l'autre rive, qu'on est d'abord tout embarrassé. Et si j'ajoute que, jusqu'en 1920, le versant droit était ici couvert, du haut en bas, d'une carapace de tuf, on comprendra que les détails de cette tectonique soient restés si longtemps obscurs.

Sur la rive gauche, on observe une succession assez régulière de Crétacé en série renversée :

Un premier, un deuxième escarpement, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur en tout, sont formés de Turonien à fragments d'inocérames, qui semble reposer directement sur le Flysch.

Au-dessus, on aperçoit au bord de l'eau, de menus schistes noirs, qui se chargent bientôt de bancs calcaires, et ce nouveau complexe forme un troisième escarpement ; ce sont probablement des couches albiennes. Au niveau du torrent, elles sont plissées en synclinal, puis en un petit anticlinal irrégulier, aplati.

Un second anticlinal y fait suite, beaucoup mieux marqué, avec un jambage rongé par l'érosion. C'est le replis qu'a figuré schématiquement H. Schardt (11, pl. II, fig. 15b et p. 299). Les couches ainsi tordues sont de gros bancs de calcaires gréseux à glauconie, aptiens.

Au-dessus, la roche redevient schisteuse, en lames irrégulières d'un gris-bleu foncé, avec quelques bancs calcaires ; c'est l'Aptien encore, très probablement. Il est surmonté par du Barrémien fossilifère, peu épais, que recouvre à son tour le Flysch.

L'ensemble de cette série mésozoïque ne dépasse pas 200 m. de largeur.

Sur la *rive droite* (coupe II) ce Barrémien fossilifère se continue et s'épaissit, bien visible dans le torrent de Chantemerle. Mais dans le bas de ce torrent, près de son petit cône, le Barrémien recouvre directement le Wildflysch, lequel forme tout le versant escarpé que tapissait naguère le tuf, et qui fait face aux rochers turoniens et albiens de la rive gauche. Ce n'est qu'au haut de l'escarpement, dans une niche d'arrachement récente, qu'on aperçoit l'Aptien, en discordance sur le Wildflysch, s'intercalant entre lui et le Barrémien. Une petite lentille de couches albiennes, écrasée encore entre le Wildflysch et l'Aptien, est limitée par l'émergence de deux sources tufeuses.

Ainsi, le calcaire turonien n'existe plus sur la rive droite ; une forte épaisseur de Wildflysch a pris sa place ; les couches albiennes sont réduites à une menue lentille, et l'Aptien, écrasé au niveau de la rivière, a fui vers le haut du versant. En le suivant, nous verrons *sous lui* apparaître de nouvelles couches barrémiennes, qui formeront un élément essentiel et parfaitement continu tout le long des Pléiades.

Au-dessus des écailles mésozoïques, dans la Baye de Clarens, n'affleure plus que le Flysch, fort replié, qui disparaît bientôt sous les amas de tuf du *Scex que pliau*, puis sous l'énorme masse de glaciaire qui dépasse 150 m. de puissance à Saumont, où elle est guillochée de ravins à vif.

III. LES PLÉIADES

Au Nord de la Baye de Clarens, la zone des Préalpes bordières gagne en ampleur, et forme à elle seule toute une montagne, allongée suivant le méridien, et qui atteint 1400 m. d'altitude : les Pléiades.

Le côté oriental, de pente assez douce, est formé par le dos des couches mésozoïques et par le Flysch qui les recouvre. C'est sur le flanc occidental, beaucoup plus escarpé, qu'apparaît la structure de la zone.

Une longue paroi rocheuse, presque continue, raie à mi-côte le versant, dominant une longue forêt ; elle monte doucement vers le Nord, jusqu'au-dessous du point culminant de la crête, où elle s'interrompt, se décale, pour descendre ensuite lentement jusqu'à la Veveyse de Feygire. C'est la paroi kiméridgienne, base de l'écaille principale, jurassique et néocomienne, qui forme toute la partie supérieure de la montagne. Un large couloir, visible du plus loin qu'on aperçoit la montagne, descend du sommet en ligne droite, légèrement inclinée vers le Sud, jusqu'à la paroi jurassique : c'est le couloir des *Chevalleyres*.

Au-dessous de la paroi, c'est la zone du Wildflysch, qui passe graduellement au Flysch noir de base, lequel repose sur la molasse. Des lentilles de Malm, des lambeaux de calcaire turonien, s'intercalent dans ce Wildflysch, sans ordre apparent ; une lame turo-nienne, au nord des Chevalleyres atteint 180 m. de puissance, et détermine une terrasse en bastion avancé, au-dessous du sommet (coupe III).

L'écaille principale s'allonge avec une remarquable régularité du S. au N. des Pléiades, superposant en série normale le Malm et les étages néocomiens ; le Barrémien, replié sur lui-même, forme toute la crête et le flanc oriental jusqu'au marais des *Tenasses*, où il est recouvert par le Flysch. Mais sur le versant méridional de la montagne, la structure de l'écaille est beaucoup plus compliquée, et son raccord avec la Baie de Clarens ne se fait pas sans dislocation. C'est là que foisonnent les couches aptiennes et albiennes.

Au-dessus de l'Aptien, qui s'écrasait sur la rive droite de la Baie de Clarens, apparaît, dans les pentes de *Chantemerle* que traverse la voie du train Vevey-Chamby, du Barrémien (coupe II) ; et un peu plus haut, de l'Hauterivien, puis du Valanginien, en série tout à fait normale que l'on peut suivre vers le Nord jusqu'en Chexbres. Ce Crétacé repose directement sur le Wildflysch, où se

faulent de petits lambeaux de Malm, de Turonien, tout à fait discontinus.

Brusquement, au-dessus de la voie de chemin de fer des Pléiades, surgit à la base de la série crétacée le Malm, en une paroi du premier coup haute de 40 m. Le Barrémien que nous avons suivi bute contre ce Jurassique, s'entasse contre lui, et se relie sans discontinuité à la série néocomienne qui forme la crête des Pléiades.

Il y a ici une *flexure transversale* de l'écaïlle, au Sud de laquelle le Jurassique est complètement écrasé (fig. 3) ; il semble que l'Ap-tien et l'Albien en profitent pour s'accumuler : avec le Barrémien, ils se replient, se laminent, se chevauchent de la façon la plus capricieuse.

Au N. de cette *flexure d'En Chexbres*, la paroi kiméridgienne fait une base solide à l'écaïlle, dont l'allure est dès lors tranquille : cette muraille domine une pente d'éboulis presque continue : cependant la coupure de quelques torrents permet de voir, au-dessous d'elle, le Séquanien, l'Argovien, l'Oxfordien, lequel repose directement sur le Wildflysch ¹.

Nous avons dit déjà que la paroi jurassique s'interrompt au milieu de sa course ; elle s'étire et s'écrase, pour reprendre environ 300 m. plus au Nord, et 80 m. plus bas. Le chemin qui gravit ce versant des Pléiades, après s'être élevé sur la terrasse turonienne, profite de cette interruption du Malm pour gagner Orquières et Prantin. Cette *flexure des Pléiades*, que les divers auteurs ont depuis longtemps signalée, doit avoir sa cause dans le soubassement de la montagne (fig. 3). En effet, son contre-coup s'atténue de plus en plus dans les terrains néocomiens de l'écaïlle : l'Hauterivien n'est que légèrement tordu, et les couches barrémiennes y restent insensibles. Au contraire, au-dessous du Malm, la grande lame turonienne qui atteint là 150 m. d'épaisseur, semble s'écraser subitement, et disparaître. Et c'est dans le torrent qui prend naissance à la flexure du Malm, que l'on voit, dans la gorge de la Veveyse, le contact du Flysch sur la molasse à 550 m., alors qu'un peu plus au Sud, il est visible à 650 m. Bien que l'étendue des dépôts morainiques ne permette pas de le constater clairement, il est donc très probable que c'est une *dénivellation topographique dans le pays molassique, antérieure à la mise en place de la nappe*, qui a provoqué la *flexure des Pléiades*. En tout cas, aucune dislocation n'affecte la molasse dans cette région-là.

¹ Une erreur de détermination m'a d'abord fait prendre cet Oxfordien pour du Berriasien, qui eût alors représenté un fragment du flanc renversé de l'écaïlle : c'est ce que j'avais indiqué dans une note précédente que je tiens à rectifier ici (34).

Au Nord de la flexure des Pléiades, l'écaille principale descend doucement vers la Veveyse de Feygire. La paroi jurassique s'interrompt encore une fois, entre Conversions et Praz Bettex, mais sur l'espace de 75 m. seulement, avec un décalage de 30 m. à peine. Le Berriasien repose alors directement sur l'Oxfordien.

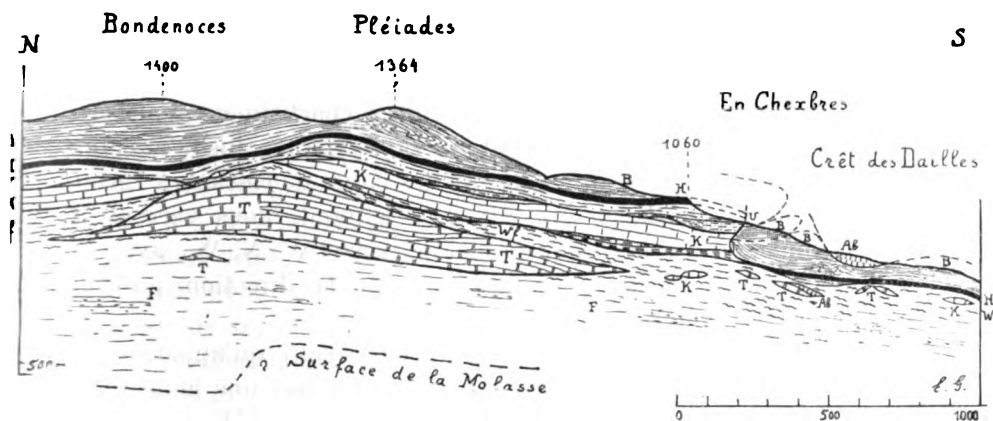


FIG. 3. — Flexure des Pléiades et flexure d'En Chexbres. — Voir légende Pl. I.

Au-dessous de l'écaille principale, à l'Est du pâturage de Sau-mont, — banquette morainique où percent quelques buttes de Flysch — des rochers de Malm surgissent au pied de la pente boisée ; ils ne semblent pas écroulés, bien qu'isolés par le glacière, et doivent être des lames de charriage dans le Wildflysch caché par les terrains superficiels.

La masse supérieure de Flysch, qui recouvre l'écaille principale des Pléiades, prend de plus en plus d'ampleur vers le Nord. Elle forme, à l'Est du marais des Tenasses, la colline surbaissée et marécageuse de *Pautex*, puis disparaît sous les énormes dépôts glaciaires qui emplissent la dépression de la Veveyse de Feygire.

IV. LA VEVEYSE DE FEYGIRE

Cette rivière, qui fait limite entre les cantons de Vaud et de Fribourg, nous offre une des meilleures coupes qu'on ait de la zone bordière. Si elle est moins connue que celle de la Veveyse de Châtel, c'est que son accès est moins facile, son ravin plus encaissé et plus sombre, hérissé de forêts.

Nous remonterons le cours du torrent, de l'W. à l'E. (voir coupe IV).

A son confluent avec la Veveyse de Châtel, notre rivière coule dans la direction du S. S. W., dans les poudingues chattiens ; et sur sa rive gauche on peut observer le passage latéral de ces conglomérats à la molasse rouge, que surmonte le Flysch préalpin.

Environ 750 m. en amont du confluent, la vallée fait un coude brusque : nous sommes en plein dans le Flysch, au gisement des Cyrènes décrites par Locard (59). Maintenant, la rivière coule de l'E. à l'W., séparant la terrasse glaciaire de Saumont de celle, identique, de Fruence. Mais le Flysch à traces charbonneuses atfleure sans interruption dans ce segment du ravin qui va jusqu'au pont de Feygire, avec la seule intercalation des bancs de calcaire à Lithothamnies décrits ci-dessus (p. 32). Dès le pont, nous verrons le torrent couler, à travers toute la chaîne, vers l'W. N. W., avec de nombreux petits méandres déterminés par la direction presque méridienne des couches.

C'est immédiatement à l'E. du pont de Feygire qu'apparaissent les *écailles mésozoïques*. Du pont lui-même, on voit une lame turonienne s'élancer du lit de la rivière en montant vers l'W. sur la rive gauche. Au-dessous d'elle, le Flysch noir se transforme graduellement en Wildflysch. Cette lame n'a que 5 à 6 m. d'épaisseur, mais elle est suivie de deux autres, qui sur la rive droite s'écrasent en lentilles. Ces trois lambeaux turoniens, séparés par du Wildflysch typique, contiennent des débris d'inocérames.

Quelques mètres plus loin, c'est une lame *d'Oxfordien* qui s'intercale dans le Wildflysch ; Oxfordien supérieur, déjà chargé de bancs calcaires onctueux ; l'écaille ne dépasse pas 10 m. d'épaisseur.

Un peu en amont de l'embouchure d'un ruisseau qui descend, rive gauche, de la Cergne, apparaît dans le lit du torrent une nouvelle lentille turonienne, toute petite ; nous sommes à 250 m. de l'Oxfordien. Le Wildflysch reprend, sur une cinquantaine de mètres, et subitement se dresse l'*écaille principale*, jurassique et néocomienne.

C'est celle que nous avons suivie tout le long des Pléiades. On voit le Kimeridgien plonger en s'effilant vers l'E. S. E., écrasant sous lui en lentilles le Séquanien et l'Argovien, et reposant sur les schistes Oxfordiens. Sur le versant droit, le Malm est complètement écrasé au niveau de la rivière ; mais il s'épaissit bientôt dans le versant et se prolonge vers le Nord en une paroi rocheuse que domine un hameau : *le Chaussin*. Dans le lit du torrent, on voit sur la rive gauche le Tithonique, fort laminé, puis le Berriasien où OOSTER a

trouvé (sur la rive droite) sa faune classique (4), puis le Valanginien, peu épais, au-dessus duquel l'Hauterivien inférieur dresse une muraille de calcaires siliceux. La rivière y taille une petite gorge infranchissable. Sur la rive droite, une faille fait reparaître un bloc de Malm, contre lequel bute l'Hauterivien au seuil de la gorge. Le Barrémien qui fait suite est très épais ; peut-être est-il replié plusieurs fois sur lui-même, mais on n'en peut rien constater ; il s'étend sur plus de 300 m. dans le fond du ravin, en série parfaitement isoclinale.

Un peu de Flysch le recouvre, d'où surgit une *seconde écaille* jurassique et néocomienne. Le Malm, au niveau du torrent, n'a que 5 à 6 m. d'épaisseur, mais il s'engraisse bientôt en montant sur le versant droit, et forme la grande paroi, haute de plus de 100 m., qui soutient la colline de *la Briaz*. On voit ce Kimeridgien, sous la cascade du torrent de la Briaz, se courber en anticlinal, tandis que sous lui le Séquanien, l'Argovien et l'Oxfordien continuent à monter obliquement la pente. A l'W. de la Briaz, c'est le Tithonique qui forme la *base* de la muraille, et sous lui des couches néocomiennes sont repliées en synclinal puis en anticlinal : ce ne peut être que le *flanc renversé* de l'écaille, bien visible ici.

Au-dessus du Kimeridgien, au bord de la rivière, s'étagent régulièrement les assises néocomiennes ; le Barrémien a 150 m. d'épaisseur et le Flysch gréseux, riche en Zoophycos et en fucoïdes, le recouvre directement.

Cette seconde écaille (nous la nommerons *écaille de la Briaz*, pour la distinguer de l'*écaille des Pléiades et du Chaussin*) ne peut être suivie vers le S. ; elle disparaît, en effet, sur la rive gauche de la Veveyse, sous d'énormes masses de glaciaire. Vers le N., au contraire, nous la verrons se continuer, non sans de multiples avatars, sur le flanc des Corbettes et jusqu'au Niremont.

La *masse supérieure de Flysch*, taillée en gorge par la rivière sur un parcours d'environ 600 m., apparaît intensément repliée sur elle-même, bouleversée, contorsionnée. Puis le glaciaire envahit tout, et ce n'est qu'à plus d'un km. en amont qu'affleurent les terrains des Préalpes médianes.

V. LE MONT CORBETTA

On dit plutôt, dans le pays, et dans la littérature géologique, « *les Corbettes* ». C'est une colline arrondie, haute de 1400 m., isolée par les ravins de la Veveyse de Feygire au S., de la Veveyse de

Châtel au N. Le flanc occidental s'élève du plateau morainique de Fruence, par une belle paroi jurassique, base de l'écaille du Chaussin ; vers le S., on voit la grande masse rocheuse du Malm de la Briaz. Mais tout cela n'est qu'un premier gradin, qui n'atteint pas 1100 m. d'altitude. Au-dessus de lui, toute la partie supérieure de la montagne est formée de Flysch.

Le Flysch de base, le Wildflysch, ne se voit nulle part au pied des Corbettes.

Nous suivrons vers le N., l'une après l'autre, les deux écailles jurassiques et néocomiennes que nous avons distinguées dans la Veveyse de Feygire, et nous verrons ce qui leur arrive.

1. Ecaille des Pléiades et du Chaussin.

La paroi kimeridgienne que domine le Chaussin s'effile en pointe et s'interrompt juste au N. de ce hameau, permettant au chemin qui monte obliquement du village de Fruence d'arriver sans peine au Chaussin. On voit sur ce chemin même reparaitre le Malm, précédé d'un petit affleurement d'Oxfordien ; et la paroi reprend, de plus en plus haute, formant au-dessus de Fruence un abrupt rocheux d'une cinquantaine de mètres, au haut duquel est perchée la petite chapelle du *Scex*. Muraille bien homogène, d'un seul tenant, du haut en bas kimeridgienne.

Et voici que cette masse rocheuse, au N. de Fruence, sur la rive droite du ravin de *Praz Gremy*, se divise en deux. La partie inférieure forme une butte boisée, et vient s'écraser, s'éteindre, dans le Wildflysch, au-dessus du hameau d'En Vuavra. La masse supérieure continue son trajet, à l'W. de la ferme de Riondonnaire, et arrive fort épaisse à la Veveyse de Châtel où elle détermine deux petites gorges.

A l'E. de Fruence, au bord du chemin qui sort du village, perce sous les éboulis de la paroi jurassique un petit affleurement de *grès glauconieux aptiens*, tout à fait isolé par le glaciaire ; c'est la seule trace qui apparaisse, au pied des Corbettes, des écailles mésozoïques pincées dans le Wildflysch.

Au-dessus de la paroi jurassique, les étages néocomiens se superposent normalement. Le Barrémien est presque entièrement caché par le glaciaire, mais l'on sait tout de même qu'il se replie sur lui-même, car la pente régulière qu'il forme est coupée par un petit gradin d'Hauterivien inférieur. On peut suivre vers le N. ces couches plus siliceuses jusqu'au torrent de Praz Gremy, où l'on voit bien qu'elles surgissent en pleine masse barrémienne.

Ce replis, qui n'était pas sensible dans la Veveyse de Feygire, semble de même s'être effacé dans la Veveyse de Châtel.

2. *L'écaille de la Briaz.*

Elle est, au flanc des Corbettes, beaucoup plus disloquée que l'écaille du Chaussin ; mais malheureusement, les terrains superficiels en cachent la plus grande partie. Le glacier a très énergiquement raboté la partie supérieure du gradin mésozoïque de la montagne, plus résistant que la masse de Flysch, et les terrains de notre écaille n'apparaissent qu'en buttes moutonnées, arrondies, isolées complètement les unes des autres.

Le sommet de la grande paroi qui domine la Veveyse de Feygire, où le Jurassique est replié en anticlinal, forme une première butte, à l'E. de laquelle s'élève celle de la Briaz, où le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien sont amplement développés.

Mais brusquement la masse jurassique s'écrase, comme celle du Chaussin. Et lorsqu'elle reprend, quelques mètres plus loin, sur le *Haut du Mont*, elle est double. La partie inférieure dessine de petits escarpements boisés, la partie supérieure apparaît en deux buttes moutonnées, dont la première tourne vers le N.-E., la seconde redevenant méridienne. Entre les deux traînées de Malm, une autre butte, boisée, isolée, est faite de calcaires siliceux hauteriviens.

Dans le haut du ruisseau de Praz Gremy, la masse inférieure n'existe plus, ni l'Hauterivien. Et au-dessus du Kimeridgien de la traînée supérieure, les couches valanginiennes sont coupées en biseau par le Flysch, suivant un plan ondulé.

Entre ce ruisseau et la Veveyse de Châtel, tout est caché par les dépôts morainiques ; mais dans la Veveyse, nous retrouverons cette même écaille, bien plus disloquée encore et plus compliquée.

La *masse supérieure de Flysch*, que nous avons vu grossir depuis le lac Léman, occupe maintenant tout le haut de la montagne. Entourée de glaciaire, elle émerge comme une énorme butte moutonnée.

Derrière elle, Favre et Schardt signalaient (11, p. 293) au chalet *des Crêtes*, une klippe de Néocomien. C'est en réalité (voir coupe IV) l'Aalénien des Préalpes médianes qui affleure là sous la moraine, et dont l'alternance de calcaires et de schistes rappelle en effet la Valanginien et le Barrémien de la zone bordière. Nous y avons trouvé *Tmetoceras scissum*, *Ludwigia opalina*, etc.

VI. LA VEVEYSE DE CHATEL

La coupe offerte par cette rivière à travers notre chaîne est déjà classique ; au dessin et à la description qu'en firent FAYRE et SCHARDT, à l'étude de CH. SARASIN (11,24), on ne peut ajouter que peu de chose. Et l'interprétation complètement fausse qu'en donna plus tard F. Damm fut tout de suite réfutée (29, 30). Pourtant, comme toujours avec la zone bordière, plus on examine cette coupe, plus se multiplient les complications. Nous n'avons pas l'illusion de les avoir toutes reconnues... (voir coupe V).

La ville de *Châtel-St-Denis* est bâtie sur des buttes de poudingues molassiques, d'âge chattien (on y a trouvé *Helix Ramondi*, etc.), contre lesquelles vient frapper la Veveyse, pour emboîter dès lors leur direction presque méridienne, en une gorge abrupte. La plaine d'alluvion où la rivière divague avant de s'encaisser ainsi, à l'E. de la ville, cache malheureusement le contact du Flysch et des bancs molassiques.

A quelque cinq cents mètres en amont du pont de Châtel, s'élève sur la rive gauche la colline du *Daly*, toute couverte de moraine, mais au flanc de laquelle apparaît une écaille jurassique inclinée vers l'E., et chevauchant le Flysch noir. Les étages Argovien, Séquanien, Kimeridgien, sont là en série normale, épaisse d'une vingtaine de mètres. Et lorsque les eaux de la Veveyse sont assez basses, on peut observer l'écrasement complet de cette écaille dans le Flysch, où elle se pulvérise en lentilles et disparaît brusquement.

Dès lors, jusqu'au pont de bois couvert qui mène à Fruence, le Flysch affleure dans le lit du cours d'eau ; Flysch gréseux, d'aspect tout à fait normal d'abord, qui se change bientôt en Wildflysch, extrêmement tourmenté, avec des masses lenticulaires de calcaires blancs, pétris de globigérines et de rosalines.

Immédiatement en amont de ce *pont de Fruence*, apparaissent, sur la berge gauche, des couches valanginiennes, fossilifères. Le glaciaire empêche de voir leurs relations, mais il semble que ce soit un petit copeau tout à fait isolé dans le Wildflysch. Celui-ci reprend en effet, quelques mètres plus loin, et affleure jusqu'à la grande carrière de calcaire à ciment.

Favre et Schardt ont cru y voir une seconde lentille néocomienne isolée : il semble plutôt que ce soient là des couches calcaires appartenant au système nummulitique.

A l'W. de la *carrière de Planière*, carrière de calcaire à ciment qui

s'ouvre sur la rive droite de la Veveyse, on voit les couches de l'Oxfordien supérieur chevaucher en discordance le Wildflysch (fig. 1) ; celui-ci affleure sur une pente abrupte, où l'on peut étudier mieux que partout ailleurs la diversité des roches qui le constituent. Des boules de grès, des lentilles de calcaire identique au Turonien, des calcaires foncés et grenus s'y effilent dans de menus schistes micacés.

La carrière exploite l'*Argovien*, que surmonte une haute paroi kimeridgienne. C'est la base de l'*écaille des Pléiades et du Chaussin*, laquelle prend ici une ampleur imposante.

Le *Kimeridgien* lui-même a 150 m. d'épaisseur ; la rivière le coupe en deux gorges successives entre lesquelles le surcreusement glaciaire a élargi le ravin. Le Tithonique a été exploité sur la rive gauche, par une ancienne petite carrière : c'est le gisement portlandien de *Riondinaire* que cite E. Favre. On y voit la superposition directe du Berriasien, dont la base est conglomératique.

Les couches calcaires du *Valanginien* sont traversées par la rivière en un *méandre épigénétique*. L'Hauterivien inférieur est ici épais de 75 m. : nulle part il n'est aussi développé ; et l'on peut observer son changement graduel en une alternance de calcaires et de schistes, où abondent les *Crioceras* du groupe *Duvali*. Nouveau méandre épigénétique à travers le *Barrémien*. Les couches alternativement calcaires et marneuses, inclinées vers l'E., de direction presque méridienne, ont fait dévier la rivière, dans les deux cas, vers le N.

En restant dans le lit de la Veveyse, on voit le Barrémien recouvert de terrains morainiques, qui cachent tout affleurement sur une centaine de mètres ; puis brusquement surgit, sur la rive droite, un rocher jurassique qui s'allonge en croupe vers le Nord ; c'est l'une des *écailles du Rothsé* que nous allons décrire avec un peu plus de détails. Mais pour voir leurs relations avec la grande écaille inférieure, il faut remonter le ruisseau qui débouche dans la Veveyse, sur la rive gauche, dans la convexité du méandre barrémien. C'est le ruisseau des *Eterpis*.

Les écailles du Rothsé. — Sur la rive gauche du ruisseau des Eterpis, on voit le Barrémien de l'*écaille des Pléiades* recouvert directement par des couches oxfordiennes ; c'est même en cet endroit que l'étage oxfordien est le mieux développé. Il forme ici une lame indépendante, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, immédiatement dominée par du Flysch.

Et au-dessus de ce Flysch, peu épais, s'étage une *série néoco-*

mienne normale, que l'on peut observer surtout dans le petit ruisseau qui descend de la ferme du Rothsé et se jette dans celui des Eterpis sur sa rive gauche. Le Valanginien, l'Hauterivien, le Barrémien y sont représentés. Le Flysch surmonte de nouveau cette série néocomienne, dans notre petit ruisseau, dont il occupe la rive gauche jusqu'à une paroi kimeridgienne qui s'allonge vers le N.-E. pour aboutir à la ferme du Rothsé.

Si maintenant nous suivons vers le S. ce Flysch, nous rejoindrons la Veveyse. Sur la croupe qui sépare les deux cours d'eau, une première *lame kimeridgienne* prend naissance dans ce Flysch, et descend en arête émoussée, vers le S. S. E., jusqu'au bord de

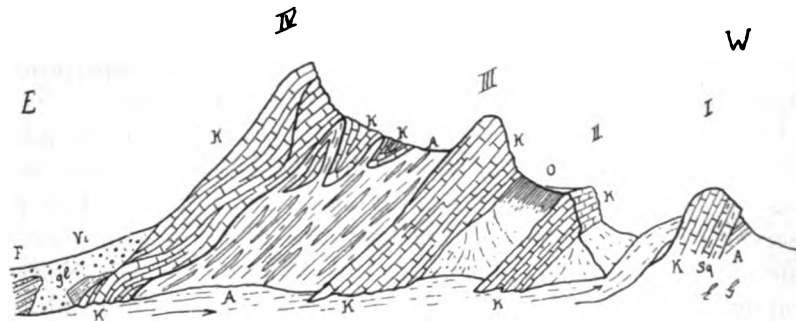


FIG. 4. — Les écaillés du Rothsé, sur la rive gauche de la Veveyse de Châtel.

O = Oxfordien; A = Argovien; Sq = Séquanien; K = Kimeridgien; V₁ = Berriasien; V = Valanginien; H = Hauterivien; B = Barrémien; F = Flysch; gl = glaciaire.

la Veveyse, dont elle détourne le cours dans la même direction (lame I des fig. 4 et 5). Cette lame n'est visible que sur la rive droite de la rivière; la rive gauche est encore, en ce point, occupée par du glaciaire. Sous les éboulis qu'abandonne le Kiméridgien, on voit poindre le Séquanien et l'Argovien fossilifère (voir p. 12).

C'est ici que la Veveyse nous montre les complications les plus curieuses et les plus caractéristiques de notre zone bordière.

Sur la *rive gauche* (fig. 4), en amont de cette première lame kimeridgienne, on en voit surgir une seconde, puis une troisième, entre lesquelles s'écrasent de menus schistes oxfordiens. Au-dessus affleure une large masse de calcaires et schistes argoviens (j'y ai trouvé *Ochetoceras Eucharis*, d'Orb.) surmontée par une quatrième lame kimeridgienne dont les couches fort tourmentées jaillissent du lit de la rivière, écrasant sous elles l'Argovien, s'élèvent en une paroi d'une vingtaine de mètres de hauteur, et se replient dans le haut du versant, en deux petits synclinaux. Ce Kimeridgien est

recouvert d'un peu de Berriasien, puis le Flysch occupe seul la rivière.

Sur la *rive droite* (fig. 5), on retrouve aisément la seconde lame kimeridgienne, qui semble du reste s'arrêter bientôt ; la troisième apparaît divisée en deux, et ne semble pas non plus se poursuivre. La quatrième enfin s'épaissit beaucoup, et se replie en un large synclinal. Mais l'Argovien qui l'entoure s'appuie sur une nouvelle *série néocomienne* normale, dont on ne voit pas trace sur la rive gauche.

Et si l'on suit vers le Nord, sur une cinquantaine de mètres, cette série néocomienne, on en voit s'écraser la partie inférieure contre

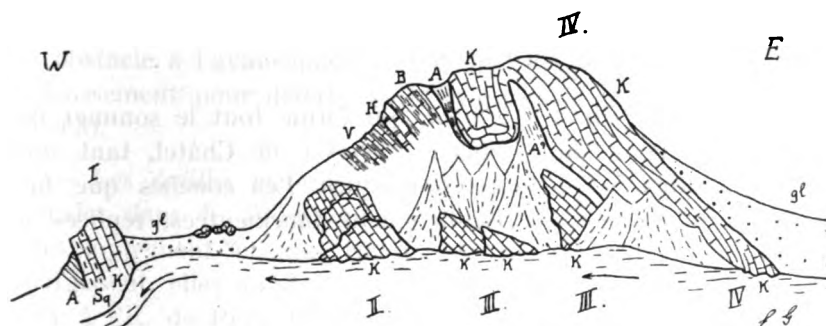


FIG. 5. — Les écaillles du Rothsé, sur la rive droite de la Veveyse de Châtel.
Voir légende fig. 4.

une lentille de Malm, au bas du pâturage du Rothsé. Cette lentille est probablement l'homologue des deuxième et troisième lames de la Veveyse, et c'est elle qui semble se poursuivre en paroi, dirigée vers le N-E., jusqu'à la ferme du Rothsé.

Si nous récapitulons les éléments tectoniques de ces écaillles du Rothsé, nous voyons se superposer, soit dans le ruisseau des Eterpis, soit dans la Veveyse, au-dessus du Barrémien de la série des Pléiades :

- 1° une lame oxfordienne, séparée par du Flysch de
- 2° une première série néocomienne ; dans le Flysch qui la recouvre prend naissance vers le Sud
- 3° une première lame jurassique, en série normale, qui apparaît dans la Veveyse, où l'on constate
- 4° une seconde lame kimeridgienne ;
- 5° une troisième, ces deux dernières semblant, sur la rive gauche

où elle sont séparées par de l'Oxfordien, constituer une sorte d'anticlinal ;

6° une seconde série néocomienne normale, visible sur la rive droite de la rivière seulement ;

7° une quatrième lame jurassique, formée d'Argovien et de Kimeridgien replié, l'ensemble formant cependant une série normale, surmontée d'une faible couche de Berriasien, que vient revouvrir le Flysch de la masse supérieure.

Tout cet ensemble représente, probablement, l'écaille de la Briaz que nous avons vu naître dans la Veveyse de Feygire et se disloquer déjà au flanc des Corbettes.

Ici, elle est vraiment bouleversée, pulvérisée, et ses dislocations contrastent de la façon la plus frappante avec la calme ampleur de l'écaille des Pléiades et du Chaussin.

La *masse supérieure de Flysch*, qui forme tout le sommet des Corbettes, est peu visible dans la Veveyse de Châtel, tant sont épais et étendus les dépôts morainiques. Les couches que fait affleurer le ravin sont particulièrement tourmentées, repliées et contournées.

VII. LE NIREMONT

Le Niremont est un vaste gâteau de Flysch, masse amorphe et molle, couverte de forêts humides et de pâturages marécageux. Les formations mésozoïques n'apparaissent guère que sur son versant occidental, en une longue traînée qui détermine, comme au flanc des Corbettes, un premier gradin de la montagne. Mais ici, les parois jurassiques sont beaucoup moins apparentes qu'aux Corbettes, et rien, à distance, ne donne l'idée, même approximative, de la structure de ces écailles. Elles vont s'écraser de plus en plus vers le Nord, perdre en importance à mesure que le Flysch se développe, et n'être plus représentées au-dessus de Semsales que par de menus lambeaux isolés.

Nous n'en pourrions décrire les multiples complications que dans une monographie complète (dont cette partie est entièrement rédigée déjà). Dans la présente notice préliminaire, nous nous bornerons à indiquer les grands lignes de cette tectonique.

1. — Le *Flysch de base*, schisteux et gréseux, est presque partout caché par le glaciaire. Il perce, ici et là, dans un ruisseau ou en buttes moutonnées. Au N. du hameau de *Prayoud*, on voit ce Flysch s'a-

vancer de plus en plus vers l'Ouest, envahissant l'avant-pays molasique. Et sur la petite colline de *Montabliet*, à quelque 1200 m. au N. N. E. du lac de Lussy, on le trouve charrié, en discordance sur les couches molassiques redressées à 70° (voir coupe VII). Le Flysch, qui forme ici le sommet de la colline, affleure bien mal, malheureusement, dans les bois au sol épais ; mais la nature même de ce sol est caractéristique, et les couches éocènes apparaissent pourtant en quelques points, alors que le socle de la butte est tout en molasse (38).

Il est remarquable que ce lambeau de recouvrement, tout à fait isolé mais continuant la ligne des beaux affleurement de Prayoud, se trouve précisément à l'endroit où les puissants poudingues oligocènes passent latéralement, avec rapidité, au faciès gréseux de la molasse. On sent que le massif conglomératique, ici comme ailleurs, a fait obstacle à l'avancement de la chaîne alpine, qui profite de son abaissement pour déferler sur l'avant-pays déjà redressé, déjà érodé (68).

2. — Les *écailles mésozoïques inférieures*, que nous avons vu s'intercaler dans le Wildflysch, prennent au pied du Niremont un développement et une complexité remarquables. Mais elles n'apparaissent, elles aussi, qu'en buttes moutonnées, sans relations visibles, à l'E. de Prayoud.

Dans le *Crêt Piudié*, par exemple (coupe VI), on voit un tout petit affleurement de Kimeridgien, dominé par une masse assez épaisse de Turonien ; sur celui-ci s'appuie l'Aptien, et le Barrémien apparaît au flanc oriental de la butte. Ces terrains forment un chapelet de collines, ne dépassant guère 900 m. d'altitude, jusqu'à la ferme de *Crêt Mory*, près de laquelle l'Aptien constitue à lui seul toute une petite butte boisée.

Le Wildflysch lui-même n'apparaît que dans les torrents qui descendent du flanc du Niremont, au-dessus de ce chapelet de buttes mésozoïques.

Plus au N., aux environs de la ferme du *Molard*, percent en divers points, sous le glaciaire, des calcaires kimeridgiens ; il est malaisé de savoir s'ils sont en place, ou s'ils sont écroulés des parois jurassiques qui dominent. Un assez grand affleurement, au ras du sol, au S.-E. de la ferme de *Praz la Sauge*, semble bien être une écaille indépendante (coupe VII).

Le Turonien, enfin, apparaît en deux points, dans les prairies morainiques au S. de Semsales.

3. — L'*écaille des Pléiades et du Chaussin*, si bien développée

dans la Veveyse de Châtel, va subir dans le flanc du Niremont une série de torsions, de décalages vers l'E., qui contrastent avec l'extension du Flysch de base sur l'avant-pays.

Le Malm qui dominait la carrière de Planière tourne d'abord vers le N.-E., et vient s'écraser complètement au hameau de *Maudens*, à moins de 400 m. de la Veveyse. Un peu plus loin, sur la route qui monte de Châtel à la Frasse, on voit le Valanginien, dirigé lui aussi vers le N.-E., en contact avec le Wildflysch.

Du fait de cette torsion, les terrains néocomiens s'accumulent dans une sorte de poche, à l'E. de Maudens ; on n'en peut guère étudier les dislocations, tant les affleurements sont réduits, mais ces dislocations doivent être assez intenses, car une grande *lentille de Malm* surgit au sommet d'une colline boisée, au-dessus de la route de Maudens, où le Valanginien recouvre le Wildflysch ; elle se trouve donc en pleine poche néocomienne, sans que malheureusement le terrain glaciaire permette d'observer aucune de ses relations ¹.

En suivant le Valanginien sur la route de Maudens, on le voit bientôt tourner de nouveau, reprendre une direction méridienne, et former une petite crête moutonnée, qui s'allonge jusque près de la ferme de *Praz de la Chaux*. Là, il disparaît sous une masse écroulée. Mais sous lui, dans un petit torrent qui sort de la masse écroulée, le Berriasien et le Malm reparaissent en lentilles.

Au delà de la masse écroulée, on ne trouve plus qu'un vaste affleurement d'Oxfordien, dont le haut, tout au moins, appartient à l'écaille supérieure, mais au milieu duquel s'intercale bientôt, juste au-dessus de la ferme de Praz de la Chaux, une série normale séquanienne et kimeridgienne, recouverte un peu plus loin de Valanginien, et qui gagne en ampleur vers le N., jusqu'au-dessus du Crêt Mory.

Mais avant de l'y poursuivre, il faut savoir ce qu'est devenue l'écaille de la Briaz.

4. — L'écaille de la Briaz semblait être représentée dans la Veveyse de Châtel par les lames kimeridgiennes et les séries néocomiennes du *Rothsé*, si tourmentées. Immédiatement au N. du Rothsé, une forte dislocation doit intervenir — hélas, le glaciaire la cache — car subitement se dresse, au bois des *Crauses*, une importante masse kimeridgienne limitée vers le Sud par une grande faille. Nul doute

¹ Favre et Schardt (11, p. 287) avaient bien reconnu cette lentille jurassique. Serasin (24) n'y veut voir qu'une masse écroulée ; mais elle est bien nettement en place.

que ce ne soit le Malm de la ferme du Rothsé, car il domine la première série néocomienne visible dans l'affluent N. du ruisseau des Eterpis ; mais ce Malm est décalé de 275 m. vers l'W.-N.-W.

On peut le suivre, dès lors, sans interruption. Au flanc de la colline de *Montgevin*, il forme une paroi de 30 m. de hauteur : c'est la niche d'arrachement de la masse écroulée de Praz de la Chaux. On y exploita autrefois une carrière, qui reste un gisement fossilifère classique (gisement de *Praz de la Chaux* ou de *Prayoud*). Le Jurassique y est en série normale, avec à la base une épaisse masse d'Oxfordien — celle même où nous avons vu renaître le Malm de l'écaille inférieure. Au-dessus de la carrière, la colline de Montgevin est formée d'assises néocomiennes. En série normale d'abord, elles se replient bientôt jusqu'à entraîner avec elles une toute petite *lentille de Kimeridgien*, qui affleure à 50 m. au N.-E. du chalet de Montgevin, noyée dans les couches barrémiennes (coupe VI).

Le Jurassique de la carrière se prolonge vers le N. jusque près du torrent de la *Chaudereire*, qui descend au S. du Crêt Mory. Mais il n'atteint pas ce torrent : une centaine de mètres au S. de son cours, le Malm se replie vivement en anticlinal, se poursuit encore, en s'amincissant, sur environ 80 m., et disparaît.

Il reposait, là, sur le Valanginien de l'écaille des Pléiades, tout en supportant lui-même une série néocomienne complète. En disparaissant, il cède simplement sa couverture crétacée à l'écaille inférieure. L'Hauterivien, dans le torrent même de la Chaudereire, subit le contrecoup de l'anticlinal kimeridgien, et continue sa course vers le N., en repos normal sur le Valanginien de l'autre écaille.

Il n'existe plus, désormais, qu'une seule série jurassique et néocomienne, résultant de la fusion des deux autres.

5. — *Suite et fin de l'écaille.* Au N. du Crêt Mory, le Jurassique de notre écaille s'enfonce sous une grande masse écroulée ou glissée, qui forme les prés et les bois dominant les *Ciernes ès Lambert*, et dont la niche d'arrachement est bien nette dans le Barrémien replié. Ce Barrémien garde une direction méridienne, se rétrécit seulement de plus en plus vers le N., écrasé par la masse supérieure du Flysch. Tandis que le Malm, au-delà de la masse écroulée, est de nouveau décalé vers l'E. d'environ 150 m.

Dès lors, il n'apparaît plus que sporadiquement dans la pente, couverte de glaciaire ou d'éboulis de Flysch, si ce n'est au Dat (coupe VII).

Le rocher du *Dat* gisement fossilifère si connu depuis les travaux

de Favre et de Gilliéron, c'est le point où le torrent du *Lanciau* franchit en cascade la paroi kimeridgienne. Le Séquanien apparaît au pied de la chute ; immédiatement au-dessus d'elle, c'est le Tithonique, auquel succède une série néocomienne complète ; l'Haute-rivien inférieur détermine une seconde cascade ; le Barrémien est recouvert par le Flysch.

Au Dat, l'écaille mésozoïque tout entière n'a guère plus de 250 m. d'épaisseur. Elle va se réduire progressivement, et 700 m. au N. du Dat, disparaître sous le glacier.

Dans la *Mortivue*, rivière qui descend du Niremout sur Semsales, les formations mésozoïques sont réduites à ceci : une petite masse de Malm effroyablement broyé, trituré, ne dépassant pas 10 m. d'épaisseur ; et, un peu en amont, vers la cote 1000, une lame de Turonien, émergeant de la moraine et de l'alluvion, sur la rive gauche du ravin. Cet affleurement, Favre et Gilliéron le connaissaient déjà ; c'est le gisement de *Praz Roux* où furent trouvés les meilleurs fossiles du Turonien (voir fig. 2).

6. — *La masse supérieure de Flysch* est devenue, au Niremout, formidable. Non seulement elle occupe tout le sommet de la montagne, mais elle empiète de plus en plus sur les contreforts du Moléson, reléguant toujours plus en arrière la nappe des Préalpes médianes, dont le front s'écrase toujours davantage. A l'extrémité de notre carte, la zone de Flysch dépasse 7 km. de largeur.

Cette masse apparaît comme un élément tectonique distinct, qui chevauche sur n'importe quel terrain des écailles mésozoïques. Elle est elle-même repliée en tout sens, mais ces replis ne sont guère visibles, et c'est la monotonie et l'uniformité de ces terrains qui frappent avant tout.

Cependant, au sein de la masse de Flysch, j'ai trouvé deux petites écailles de Malm, entièrement isolées (coupe VI).

L'une se trouve sur le flanc occidental du Niremout, au S. du plateau de la Chaudereire, non loin de la *Côte à Ramy*. Elle a bien 75 m. d'épaisseur, et n'est formée que de Kimeridgien.

La seconde apparaît au pied oriental de la montagne, dans la vallée du torrent de Rathvel, dans le bois qui domine la *Casa derrey*. Elle n'a guère plus de 20 à 30 m. d'épaisseur, et à sa partie supérieure elle est formée de Tithonique.

S'il est d'autres lames mésozoïques dans cette montagne de Flysch, elles sont cachées par les terrains superficiels, qui occupent de grandes étendues.

VIII. LES KLIPPES DU GROS-PLANÉ.

Au N.-W. du sommet du Moléson, au-dessous du Gros-Plané, les nouvelles lames mésozoïques apparaissent, plantées dans le Flysch. Mais elles sont formées d'autres terrains que les écaillés des Préalpes bordières. Connues depuis longtemps (11, p. 289), elles ont représentées, en gros, sur la carte géologique au 1 : 100 000 (3).

La plus importante de ces klippes, la plus complexe aussi, se trouve près du chalet de la *Joux derrière* : ce sont des rochers, dirigés S.W.-N.E., au bord du pâturage du Gros-Plané (coupe VIII). L'extrémité S.W. est formée d'une lame de calcaire jurassique, lusitanien, identique à celui des Préalpes médianes, qui s'effile dans le Flysch ; vers le N.-E., ce Malm s'écrase en lentilles, mais sous lui apparaît, en série normale, de l'Oxfordien-Callovien d'abord, puis du Bathonien¹ à *Lyloceras tripartitum*, faciès des Préalpes médianes.

Sur cette série jurassique s'appuie un paquet de calcaires grenus bleu foncé, ce sont les *couches de Wang*, d'âge Maestrichtien, avec leurs serpules que M. Lugeon a nommées *Jereminella Pfenderae*. Enfin, à l'extrémité N.-E. de la klippe, des calcaires à lithothamnies et à orthophragmines s'intercalent entre les couches de Wang et le Jurassique, et se replient intensément avec les bancs oxfordo-calloviens.

Or ces couches de Wang, on le sait, de même que ces calcaires priaboniens à lithothamnies, sont caractéristiques des Hautes Alpes Calcaires, des nappes helvétiques, et particulièrement, en Suisse, de la nappe du Wildhorn. Nous en trouvons ici des lambeaux, associés à des écaillés jurassiques des Préalpes médianes, et noyés dans le Flysch de la zone bordière.

D'autres klippes, plus petites, avoisinent celles de la Joux derrière ; dans son prolongement vers le N.-E. au bord de la forêt, on retrouve, en plein Flysch, une lentille de calcaires lusitaniens, reposant sur des bancs oxfordo-calloviens et supportant des couches de Wang ; une seconde lame de Malm vient dominer le tout.

Dans le prolongement S.-W. de la klippe de Joux derrière, entre les chalets de la Cuvigne et du Gros-Plané, émerge une troisième écaille jurassique, isolée, entourée des dépôts du glacier du Moléson.

C'est aussi dans la moraine locale qu'apparaissent, à l'E. de

¹ Dans la coupe VIII, pl. II, ce terrain est, par erreur, marqué du monogramme Bj au lieu de Bt.

cette dernière lame, deux affleurements préalpins. Dans le premier, des calcaires lusitaniens légèrement rosés sont accolés à des calcaires à entroques d'un rouge chaudron, tels qu'on les trouve, au-dessus du marais de Rathvel, formant le Lotharingien des Préalpes médianes. Le second affleurement n'est formé que de calcaires lusitaniens plongeant vers le S.-W.

Enfin, au-dessus du chalet de la *Joux devant*, une longue lentille de Malm surgit dans la masse de Flysch, tout près d'un entonnoir profond creusé dans le gypse des Préalpes médianes (coupe VIII).

Les klippes du Gros Plané avec leurs couches de Wang et leurs calcaires à lithothamnies de faciès helvétiques pincés dans le Flysch des Préalpes bordières, apportent une confirmation précieuse au raccord proposé par H. Schardt et M. Lugeon de notre zone avec celle des Préalpes internes, où l'on retrouve des couches de Wang en paquets isolés, et avec la nappe de la Plaine morte, qui se rattache directement à celle du Wildhorn.

CONCLUSIONS

Si l'histoire, la stratigraphie des Préalpes bordières nous est assez bien connue, on n'en peut dire autant de leur structure, de leur tectonique. Nous avons déclaré dès le début combien sont grandes les étendues où les dépôts morainiques nous voilent les roches en place ; on ne saurait trop insister là-dessus, car il n'en est point ici comme dans les nappes helvétiques ou dans les Préalpes médianes, où l'on peut, entre deux coupes complètes, aisément prolonger, par la pensée, les replis et les dislocations. Ici, toute interpolation est condamnée d'avance. Nous sommes dans le domaine du discontinu, de l'accident imprévisible — parce que la loi qui, sans doute, régit ces complications n'est pas encore trouvée. Et notre étude, reconnaissons-le, ne marque aucun progrès dans la voie de sa découverte.

Pourtant, le style tectonique de la zone bordière nous apparaît maintenant avec clarté, grâce à la série d'exemples que sont pour nous les ravins de la Baye de Clarens, des Veveyses, du Dat, et nous pouvons essayer d'en formuler les principaux caractères.

Parler de discontinuité, d'écrasement, de complication, ne suffit pas pour donner une idée de cette tectonique ; ce serait en fausser l'image ; car on peut tout aussi bien insister sur la continuité remarquable de certains éléments, sur leur tranquillité d'allure. L'écaille principale des *Pléiades* se poursuit sur plus de 7 km., de

Chantemerle à la Veveyse de Châtel, sans dislocations importantes ; la série stratigraphique qu'elle présente, justement dans la Veveyse de Châtel, est d'une imposante régularité ; aucun terme n'en est écrasé, chaque étage s'y développe amplement, sans que la moindre faille en vienne tourmenter les couches.

Oui, mais 75 m. plus loin, vers le N., ce Jurassique si épais dans la Veveyse et si continu vers le S., n'existe plus. Et dans la Veveyse même, les écailles du Rothsé sont là pour nous montrer ce que peuvent être des bouleversements tectoniques.

En somme, c'est précisément dans ces contrastes que m'apparaît le caractère le plus typique de la structure de notre zone. Voici le ravin du Dat : on n'imagine rien de plus normal que la succession de terrains qu'il présente ; mais voici celui de la Mortivue, sur Semsales : deux lentilles écrasées, l'une de Malm, l'autre de Turonien, sont seules à s'égrener dans le Flysch ; et encore, ce Turonien n'a pas du tout l'aspect d'une roche éprouvée par le dynamométamorphisme (voir fig. 2) ; ses couches sont régulières, elles contiennent des inocérames et des huîtres parfaitement conservés, alors que du Kimeridgien il ne reste qu'une sorte de bouillie. Dans la Baye de Clarens, le flanc gauche du ravin montre une série renversée, qui semble tout à fait continue, du Turonien au Barrémien. On se tourne vers la rive droite, et tout est changé. Le Turonien a disparu, et quelques mètres plus loin, on le retrouve en lame isolée dans le Wildflysch ; l'Aptien de la rive gauche se révèle partie d'une écaille en série normale — laquelle se poursuivra tout le long des Pléiades ; le Barrémien, enfin, chevauche le tout en écaille indépendante.

On pourrait multiplier à l'infini les exemples, et balancer des antithèses à propos de chacun d'eux. Partout voisinent des terrains tranquilles, en succession normale, riches en fossiles, et des lames pulvérisées, bouleversées inimaginablement.

On sent que les Préalpes bordières ont subi des pressions formidables, mais qu'elles ont fui devant ces pressions. Il n'est peut-être pas, dans toutes les Alpes, d'élément tectonique qui ait été soumis à de semblables charriages. Cette nappe est née sous les masses penniques du Valais, avant les grands plis des Alpes helvétiques ; la formidable poussée des schistes de Casanna l'a fait jaillir en rabotant le massif du Mont-Blanc, — mais, rejetée par-dessus le massif de l'Aar, elle a échappé, comme le Flysch du Niesen, au métamorphisme des Alpes Pennines. Alors ont surgi, sous elle, les nappes helvétiques ; hissée à leur faite, plissée avec elles, happée même entre leurs mâchoires, notre série les a encapuchonnées, a

épousé leurs contournements, de façon toute passive. Et lorsqu'est survenue l'énorme masse des Préalpes médianes, qui lui ont passé sur le corps, nos terrains ont été poussés en avant, séparés de leurs racines, traînés sur la molasse, étirés en longueur, écartelés ; mais ils sont restés en avant du front préalpin.

Les écailles mésozoïques de la zone bordière ont été d'autant plus tronçonnées que leurs terrains étaient moins plastiques ; le Malm s'écrase dans le fond des ravins des Veveyses, alors que les couches néocomiennes, plus marneuses, y gardent toute leur épaisseur. La paroi jurassique des Pléiades s'interrompt deux fois, tandis qu'au-dessus d'elle les étages crétacés sont parfaitement continus. Le Turonien, calcaire, n'existe qu'en lentilles isolées. Mais la plus grande partie de ces étages, sédiments géosynclinaux, sont marneux ; leur nature même leur facilitait la fuite.

En outre, les écailles mésozoïques étaient protégées par deux coussins de Flysch, extrêmement plastiques et fort épais, qui ont été les premiers à subir les bouleversements penniques, helvétiques et préalpins, qui les ont atténués, amortis. Là où les roches mésozoïques, plus dures, exerçaient leur friction sur ce Flysch, elles l'écrasaient, le trituraient, y entrelardaient de leurs esquilles, formaient ce « Wildflysch » que Boussac définit si justement « un faciès de broyage ». Alors que le Flysch noir, où les argiles prédominent, se moulait sur le socle molassique déjà redressé et érodé.

Le massif des poudingues du Pélerin a certainement mis un terme à l'avancée des nappes préalpines, a déterminé, par l'obstacle qu'il faisait, ce point de rebroussement à leur front : le lambeau de Flysch de Montabliet, témoin d'une avancée sur la molasse au point tout justement où ces poudingues se changent en grès. en est une preuve nouvelle. Et il semble bien que le tronçonnement de la zone bordière vers le S., son écrasement plus intense dans la région de Montreux, soit une conséquence de l'abaissement axial des Préalpes médianes sur la vallée du Rhône, signalé par M. Lugeon (19).

Ainsi, les diverses particularités de la zone bordière, la nature de ses terrains, les caractères de sa structure, l'histoire de ses dislocations finissent par s'éclairer l'un l'autre, se relier, s'harmoniser mieux ; on entrevoit la possibilité d'une synthèse future. Mais que de problèmes restent posés ! que de faits inconnus, que de relations insoupçonnées ! Et de quelle complexité apparaît le mécanisme qui assemble, par exemple, dans une seule des klippen du Gros Plané, et là seulement, le Flysch des Préalpes bordières, des esquilles ju-

rassiques des Préalpes médianes, des couches de Wang et des calcaires priaboniens de la nappe du Wildhorn.

Ce sont là des coïncidences qui ne peuvent nous sembler que mystérieuses, jusqu'au jour où, servant de base à de nouvelles recherches, elles font découvrir les lois dont elles ne sont que les conséquences nécessaires.

Actuellement, formuler des hypothèses sur ce mécanisme, proposer des explications plus circonstanciées aux accidents tectoniques des Préalpes bordières, serait tâtonner dans le vide. Ou plutôt, selon une phrase de Pascal, « ce serait imiter ceux qui veulent seulement faire voir qu'ils ne manquent pas de paroles ».

BIBLIOGRAPHIE

A. Ouvrages traitant de la région étudiée :

1. B. STUDER. *Geologie der westlichen Schweizer-Alpen*. Heidelberg und Leipzig, 1834.
2. B. STUDER. *Geologie der Schweiz*. 2 vol. 1851 et 1853.
3. E. FAVRE. Carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000, feuille XVII. Berne, 1870.
4. W. A. OOSTER. Die organischen Reste der Pteropodenschicht, einer Unterlage der Kreideformation in der Schweizer-Alpen. *Protozoë helvetica*, II, p. 89-136, Pl. 15-19, 1871.
5. E. FAVRE. Sur ses études entre Château-d'Oex et Semsales. *Act. Soc. helvét. sc. nat.*, 55^e session, p. 54, Fribourg, 1872.
6. E. FAVRE. Coupe des Alpes vaudoises prise des Pléiades près de Vevey aux Ormonts par la Dent de Jaman, les Rochers de Naye et les Tours d'Al. *Verhandl. Schweiz. naturforsch. Gesell. in Schaffhausen*, p. 85 et 86. 1873.
7. E. FAVRE. Note sur les terrains jurassiques supérieurs des Alpes de la Suisse occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, III^e sér., vol. 3, p. 695 à 703. 1875.
8. E. FAVRE. Description des fossiles du terrain oxfordien des Alpes fribourgeoises. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. III, 75 p., 7 Pl. 1876.
9. E. FAVRE. La zone à *Ammonites acanthicus* dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. IV, 113 p., 9 Pl. 1877.
10. E. FAVRE. Description des fossiles des couches tithoniques des Alpes fribourgeoises. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. VI, 72 p., 5 Pl. 1880.
11. E. FAVRE et H. SCHARDT. Description géologique des Préalpes vaudoises et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi. *Mat. Carte géol. Suisse*, Liv. XXII, 636 p., 18 Pl. 1887.
12. E. RENEVIER. Disques gypseux de la Veveyse de Châtel. *Arch. Sc. phys. et nat.* Genève, vol. XXIII. n. 347. 1890.

13. H. SCHARDT. Programme détaillé de l'excursion dans les Préalpes romandes. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. II, p. 451-454, Pl. IX-XII, 1891.

14. H. SCHARDT. Excursion de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. II, p. 528-569, 1891.

15. H. SCHARDT. Coup d'œil sur la structure géologique des environs de Montreux. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XXIX, p. 241-255, Pl. II et III, 1892.

16. E. RENEVIER. Découverte d'un fossile ayant l'aspect d'une *Conularia* parmi des fossiles venant des Crases de la Veveyse, près Châtel-St-Denis. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XXIX, p. IX et XIII, 1893.

17. H. SCHARDT. Excursion géologique au travers des Alpes occidentales suisses. *Libret-guide du Congrès internat. de Géol.*, 6^e session, Zurich, p. 171-195, 1 Pl., 1894.

18. H. SCHARDT. Compte-rendu de l'excursion au travers des Alpes de la Suisse occidentale. *C.-R. de la 6^e session du Congrès géol. internat.*, p. 473-489, 1894.

19. M. LUGEON. Leçon d'ouverture du cours de géographie physique à l'Université de Lausanne. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XXXIII, p. 49-78, Pl. I-III, 1897.

20. H. SCHARDT. Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses (Préalpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes) leurs relations avec l'origine des blocs exotiques et la formation du Flysch. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XXXIV, p. 113-219, Pl. I, 1898.

21. H. SCHARDT. Les Préalpes romandes (Zone Chablais-Stockhorn). Un problème de géologie alpine. — Leçon d'ouverture du cours de Géologie prononcée en séance publique le 4 juin 1897 à l'aula de l'Académie de Neuchâtel. *Bull. Soc. neuchât. Géographie*, t. XI, p. 5-26, Pl. I, 1899.

22. R. DE GIRARD. Tableaux des terrains de la région fribourgeoise. *Mém. Soc. fribourgeoise Sc. nat.*, vol. II, fasc. 2, 1900. (2^e édit. augm., 1911.)

23. M. LUGEON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France*, IV^e sér., vol. I, p. 723-825, Pl. XIV-XVII, 1901.

24. C. SARASIN. Les formations infracrétaciques de la chaîne Pléiades-Corbettes-Niremont. *Arch. Sc. phys. et nat.*, Genève, 4^e pér., vol. XII, 20 p., 1901.

25. SARASIN et SCHÖNDELMAYER. Etude monographique des Ammonites du Crétacique inférieur de Châtel-St-Denis. *Mém. Soc. Pal Suisse*, vol. XXVIII et XXIX, 195 p., 25 Pl., 1901 et 1902.

26. PENK und BRÜCKNER. Die Alpen in Eiszeitalter. 3 vol., Leipzig, 1903-1909.

27. L. RITTER VON SAWICKI. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Rhein-Rhone Wasserscheide. *Zeitschr. der Gesell. für Erdkunde*, Jahrg. 1909, p. 7-32, Pl. I.

28. E. BRÜCKNER. Zur Frage der Entwicklung der Rhein-Rhone Wasserscheide. *Zeitschr. der Gesell. für Erdkunde*, Jahrg. 1909, p. 387-395.

29. F. DAMM. Das Kalkgebirge bei Châtel-St-Denis. *Annuaire de l'Inst. géol. de Fribourg*, 1909.

30. C. SARASIN. Revue géologique suisse pour l'année 1909 (critique de l'étude de F. Damm). *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XI, p. 195, 1910.

31. Dictionnaire géographique de la Suisse. 6 vol., Neuchâtel, 1902-1910. Articles géologiques rédigés par H. SCHARDT. Voir :

Art. Feygire (Pont de), vol. II, p. 84.

Art. Montreux, vol. III, p. 362 et 363 (1 profil).

Art. Niremout, vol. III, p. 539.

Art. Pléiades, vol. III, p. 713 (1 profil).

32. C. A. R. BEHMER. Die erratischen Blöcke in der Freiburger Ebene. Inaug. Dissertation, Fribourg, 1912.

33. J. BOUSSAC. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. détaillée de la France, Paris*, 1912.

34. E. GAGNEBIN. La tectonique des Pléiades et le problème du « Wildflysch ». *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 51, Proc. verb., p. 124-128, 1917.

35. E. GAGNEBIN. Les klipptes du Gros-Plané (Molésion). *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 51, Proc. verb., p. 186-187, 1917.

36. E. GAGNEBIN. Encore sur les klipptes du Gros-Plané. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 52, Proc. verb., p. 70-71, 1918.

37. Arn. HEIM. Das helvetische Deckengebirge. In Alb. HEIM. Geologie der Schweiz, vol. II, p. 259-476. Leipzig, 1920.

38. E. GAGNEBIN. Les Préalpes entre Montreux et le Molésion. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XVI, p. 71, 1920.

39. E. GAGNEBIN. Les Cyrènes de la Veveyse de Feygire. *Eclog. geol. Helvet.*, p. 387-389, 1922.

B. Ouvrages ayant trait à d'autres régions de la même zone tectonique :

40. V. GILLIÉRON. Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Montsalvens. *Mat. Carte géol. Suisse*, Liv. XII, 273 p., 10 Pl., 1873.

41. E. FAVRE. Description des fossiles du terrain jurassique de la montagne des Voirons (Savoie). *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. II, 77 p., 7 Pl. 1875.

42. E. FAVRE. Note sur la structure géologique des Voirons. *Bull. Soc. géol. France*. III^e sér., vol. 3, p. 690-694, Pl. XXV, 1875.

43. PH. DE LA HARPE. Nummulites du Flysch. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XVI, p. 171, 1879.

44. PH. DE LA HARPE. Note sur les Nummulites *Partsch* et *Oosteri*. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XVII, p. 33-40, Pl. III, 1880.

45. F. DOGE. Nummulites du Flysch. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XIX, p. 11, 1882.

46. V. GILLIÉRON. Nummulites dans le Flysch, près des Bains du Lac noir. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XIX, p. II, 1882.

47. V. GILLIÉRON. Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. *Mat. Carte géol. Suisse*. Liv. XVIII, 532 p., 13 Pl. 1885.

48. M. BERTRAND. Le Môle et les collines de Faucigny (Haute Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. France*, N° 32, Tome IV, 1892.

49. M. LUGON. Sur la découverte d'une racine des Préalpes suisses. *C.-R. Acad. Sc. Paris*, 17 janv. 1901.

50. R. SCHIDER. Geologie des Schrattenfluh im Kanton Luzern, *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, Neue Folge, XLIII, Lief., 1913.
51. A. BUXTORF. Ueber die tektonische Stellung der Schlieren und Niesen-Flyschmasse. *Verhandl. Naturforsch. Gesell. in Basel*, Bd. XXIX, p. 270-275, 1918.
52. A. BUXTORF. Ueber ein Vorkommen von Malmkalk im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes. *Verhandl. Naturforsch. Gesell. in Basel*. Bd. XXVIII, 2. Theil, p. 436-438, Pl. VII, 1917.
53. ARN. HEIM. Beobachtungen in den Préalpes Internes. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XV, p. 473-477, 1920.
54. ARN. HEIM. Beobachtungen am Mont Bifé (Montsalvens) in den Préalpes externes. *Ecl. geol. Helvet.*, vol. XV, p. 472-473, 1920.
55. ARN. HEIM. Geologie des Mont Bifé am Freiburger Alpenrand. *Vierteljahrschr. Naturforsch. Gesell. in Zürich*, Bd. LXV, p. 435-461, 1920.
56. E. GERBER. Zur Geologie des Gurnigels. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XVI, p. 546-547, 1922.
57. E. GERBER. Bericht über die Exkursion B. der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Gurnigel-Stockhorngebiet, I. Teil. *Eclog. geol. Helvet.*, Vol. XVII, p. 410-416, 1922.

C. Ouvrages divers cités dans cette étude :

58. F.-J. KAUFMANN. Emmen-und Schlieregegenden nebst Umgebung. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, XXIV. Lief., 1886.
59. A. LOCARD. Monographie des Mollusques Tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. XIX, 1892.
60. H. SCHARDT. Sur l'origine des Alpes du Chablais et du Stockhorn. en Savoie et en Suisse. *C.-R. Acad. Sc. Paris*, Tome CXVII, p. 707-709, 1893.
61. H. SCHARDT. Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn). *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 3^e période, Tome XXX, p. 1-14, 1893.
62. E. HAUG. L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 3^e période, Tome XXXII, p. 154-173, 1894.
63. M. BERTRAND. Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. *C.-R. Congr. géol. internat. Zurich*, p. 171-177. 1894.
64. H. SCHARDT. De l'origine des régions exotiques et des klippen du versant nord des Alpes suisses, et leurs relations avec les blocs exotiques et les brèches du Flysch. *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 4^e période, Tome IV, p. 467-471, 1897.
65. H. SCHARDT. Encore les régions exotiques. Réplique aux attaques de M. Emile Haug. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. XXXVI, p. 147-169, 1900.
66. H. LUGEON. Première communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. VI, p. 497-500, 1900.
67. M. LUGEON. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippen des Carpathes. *Bull. Labor. Géol. Lausanne*, N° 4, 1903.
68. ARN. HEIM. Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. IX, p. 386-387, 1907.

69. ARN. HEIM. Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. *Abhandl. Schweiz. Palaeont. Gesell.*, vol. XXXV, 1908.
70. E. HAUG. *Traité de Géologie*. Paris, 1908-1912.
71. P. BECK. Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, Neue Folge, XXIX. Lief., 1911.
72. ARN. HEIM. Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. 4 Teile, I Atlas. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, Neue Folge, XX. Lief., 1910-1917.
73. M. LUGEON. Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Mat. Carte géol. Suisse*. Nouv. série, XXX^e livr., fasc. 1-3, 1914-1918.
74. M. LUGEON. Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XIV, p. 217-221, 1916.
75. M. LUGEON. Sur l'inexistence de la nappe du Augsmatthorn. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 51. Proc. verb., p. 55-57, 1916.
76. J. DE LAPPARENT. Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. *Mém. Carte géol. détaillée de la France*. Paris, 1918.
77. P. ARBENZ. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. «Heim-Festschrift», *Vierteljahrschr. Naturforsch. Gesell. Zürich*, Bd. LXIV, p. 246-275, 1919.
78. E. BAUMBERGER. Ueber das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XVI, p. 137-138, 1920.
79. C. MAUVE. Geologische Untersuchungen im Molésongebiet. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XVI, p. 374-455, Pl. VI-VIII, 1921.
80. P. BECK. Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes. *Mitt. Naturforsch. Gesell. in Bern*, 1922.
81. P. BECK. Das Alpenrand bei Thun. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XVII, pl 318-323, 1922.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION.	1
I ^{re} PARTIE : STRATIGRAPHIE	6
A. — Terrains jurassiques	6
I. Etage oxfordien	7
II. » argovien.	9
III. » séquanien	12
IV. » kimeridgien	14
V. » portlandien	15
B. — Terrains crétacés	18
I. Berriasien.	19
II. Valanginien	20
III. Hauterivien inférieur.	21
IV. Hauterivien supérieur et Barrémien	22
V. Urgonien	23
VI. Aptien et Albien	24
VII. Turonien	27
VIII. Sénonien	29
IX. Maestrichtien	30
C. — Nummulitique	30
I. Flysch noir de base	31
II. Wildflysch	33
III. Flysch gréseux du sommet	34
D. — Quaternaire	35
Conclusions	36
II ^e PARTIE : TECTONIQUE	41
I. Entre Montreux et la Baye de Clarens	42
II. Le ravin de la Baye de Clarens.	43
III. Les Pléiades.	45
IV. La Veveyse de Feygire	47
V. Le Mont Corbetta	49
1. — Ecailles des Pléiades et du Chaussin	50
2. — Ecaille de la Briaz.	51
VI. La Veveyse de Châtel	52
Les écailles du Rothsé.	53
VII. Le Niremont	56
1. — Le Flysch de base.	56
2. — Les écailles mésozoïques inférieures	57
3. — L'écaille des Pléiades et du Chaussin.	57
4. — L'écaille de la Briaz	58
5. — Suite et fin de l'écaille	59
6. — La masse supérieure de Flysch	60
VIII. Les Klippes du Gros Plané.	61
Conclusions.	62
Bibliographie.	65

—

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Val
rias

len

E

1
1000

Terrains

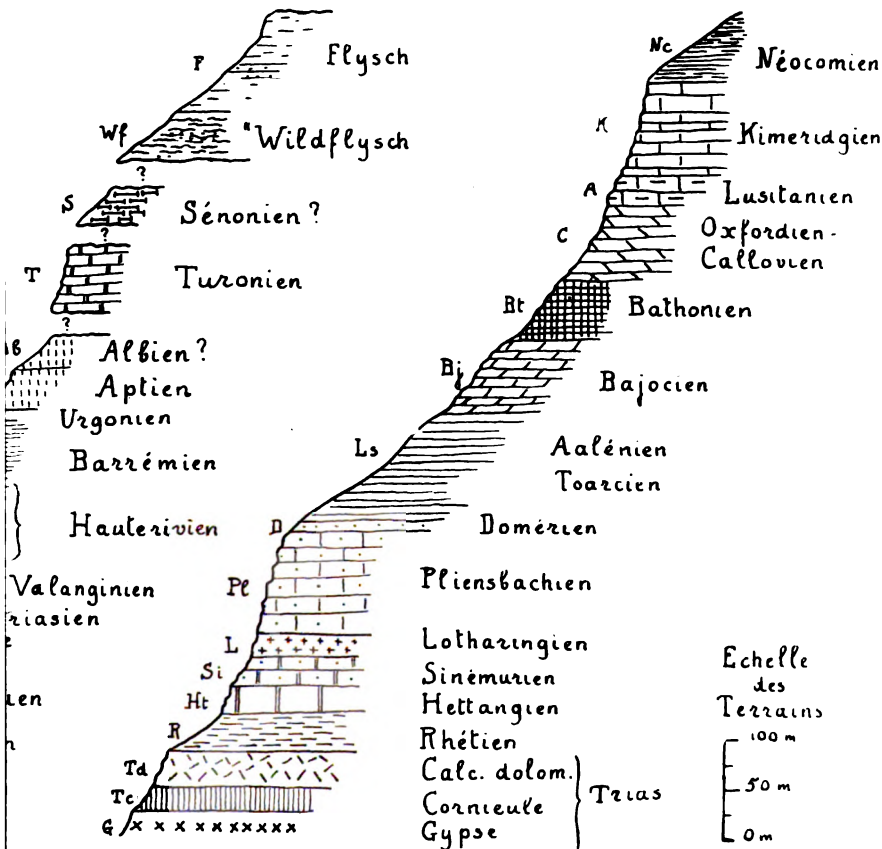
Klippes du Gros Plané

N  Calc. priabonien

W  Couches de Wang
(Maestrichtien)

Préalpes bordières

Préalpes médianes

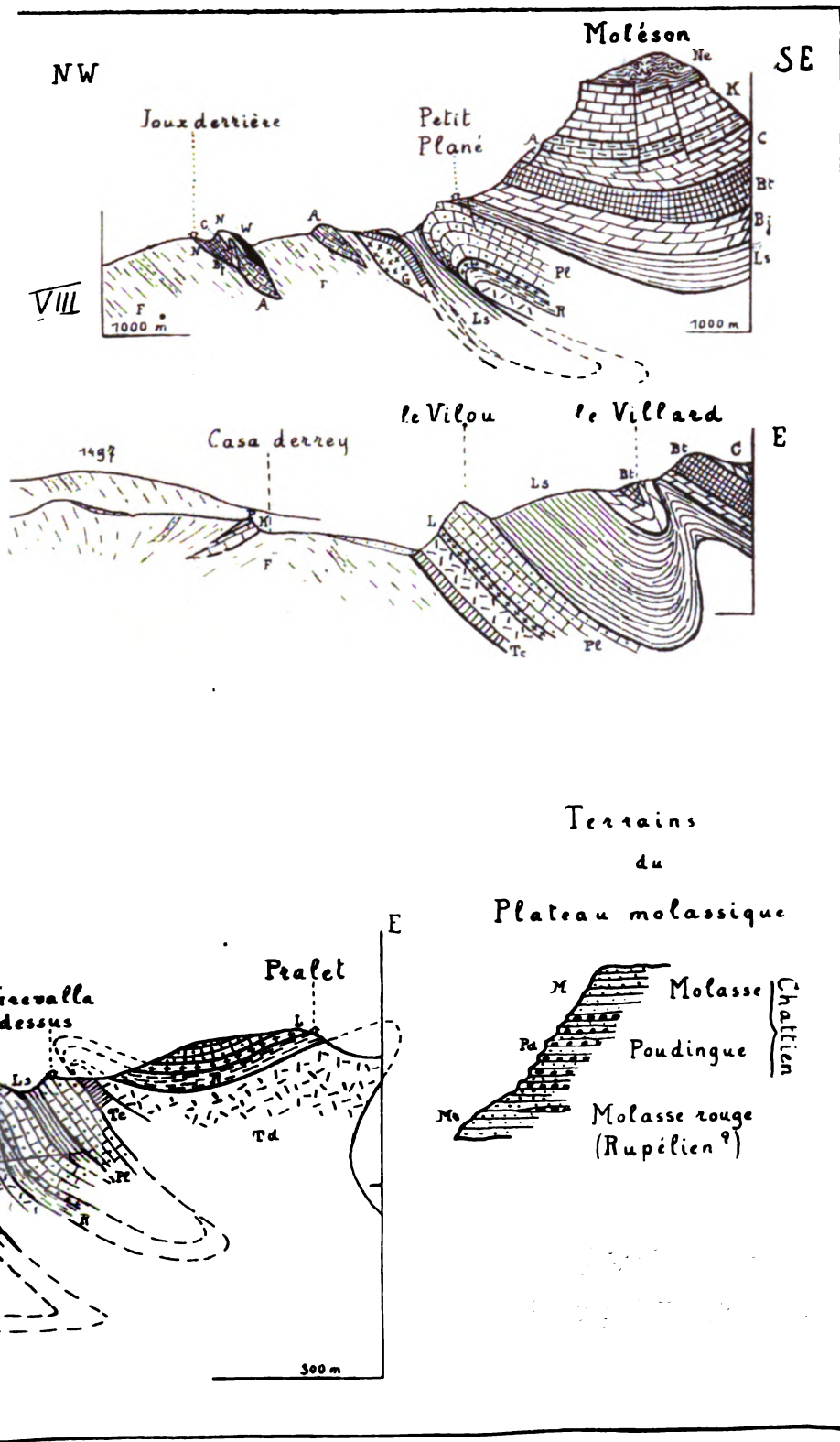


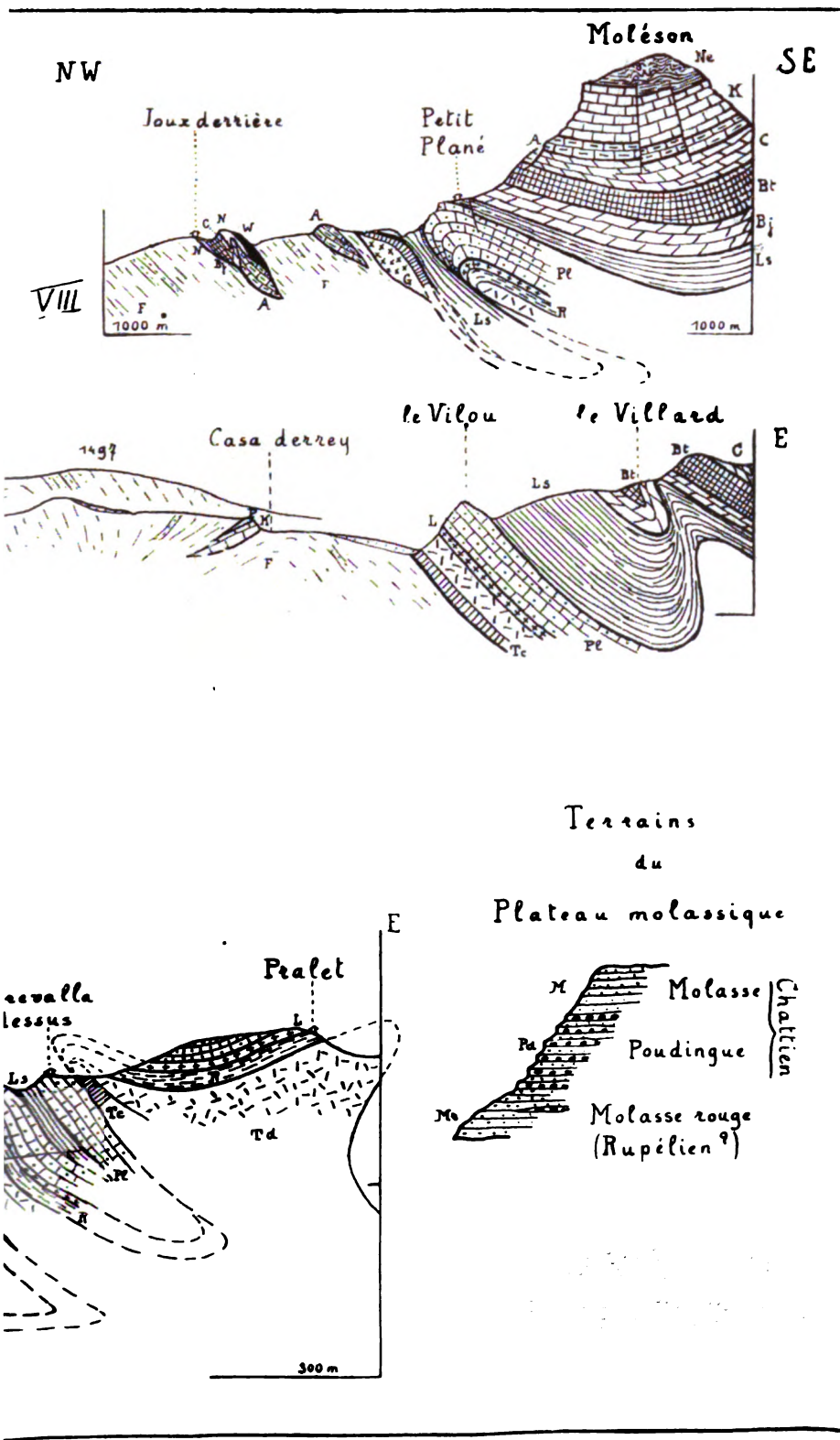
Echelle des Profils

Echelle
des
Terrains
100 m
50 m
0 m

1000 1500 2000 2500 3000 m

Ch. Lagneau





EARTH SCIENCES LIBRARY

EARTH SCIENCES LIBRARY



BULLETIN

MAY 22 1930

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 87

WILLY BRUDERER

Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar
du Trias à l'Argovien

IMPRIMERIE A. MARCHINO, LAUSANNE
25, RUE DE BOURG, 25

1924

EARTH SCIENCES LIBRARY

*Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar
du Trias à l'Argovien*

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 37

WILLY BRUDERER

**Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar
du Trias à l'Argovien**

IMPRIMERIE A. MARCHINO, LAUSANNE
25, RUE DE BOURG, 25

1924

TABLE DES MATIÈRES

	<i>Pages</i>
<i>Introduction</i>	6
CHAPITRE PREMIER	
Description des profils détaillés, relevés le long du bord septentrional du massif de l'Aar, entre la Kander et la Linth	9
CHAPITRE II	
Description des horizons stratigraphiques	43
CHAPITRE III	
Comparaison des coupes	59
CHAPITRE IV	
Anomalies stratigraphiques des dépôts autochtones et leur cause probable	64
CHAPITRE V	
Ordre de la partie septentrionale du massif de l'Aar, du Trias à l'Argovien	70
CHAPITRE VI	
Influence du modelé hercynien sur le plissement alpin	77
CHAPITRE VII	
Structure actuelle de la surface cristalline et des Zwischenbildungen peut, à elle seule, être révélatrice de la surface hercynienne	82
<i>Bibliographie</i>	85

EARTH SCIENCES LIBRARY

Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar du Trias à l'Argovien

INTRODUCTION

Les sédiments qui recouvrent le massif cristallin de l'Aar n'ont jamais fait l'objet d'une étude d'ensemble détaillée. De nombreuses recherches locales et régionales ont éclairci en maint endroit la stratigraphie et la tectonique, et l'admirable mise au point qu'en donne Alb. HEIM dans sa *Geologie der Schweiz* résume l'état de nos connaissances actuelles sur ce sujet. On y peut remarquer que l'étude stratigraphique des sédiments du bord de l'Aar montre autant de points douteux que leur étude tectonique. Le cas spécialement pour les dépôts compris entre le cristallin et le Jurassique supérieur, que l'on désigne couramment par le terme général de « Zwischenbildungen ». Alors que le Jurassique supérieur (Malm) se reconnaît d'emblée au premier coup d'œil, les sédiments qui le séparent de la surface du cristallin sont beaucoup plus variables d'aspect et de puissance, souvent réduits à de minces intercalations, dont les géologues devaient, en face des grands massifs alpins, négliger longtemps l'examen détaillé.

C'est aujourd'hui la complication et la variété même de ces sédiments qui nous semblent leur donner de l'intérêt, promettre que leur étude sera la clé de l'histoire du massif de l'Aar, au début de l'ère secondaire.

Nous nous sommes limités au bord septentrional du massif, où ces « Zwischenbildungen » se présentent le plus favorablement à l'étude.

L'histoire des recherches antérieures sur la stratigraphie et la tectonique du massif de l'Aar peut être divisée en trois phases. La première va des premières recherches (ESCHER, STUDER, BALTZER, etc.), jusqu'au triomphe de la théorie des nappes de recouvrement, occupant l'intervalle de 1843 à 1900.

Il est au cours de cette première époque que fut exécuté le grand travail de BALTZER qui reste un des plus importants que nous ayons (Bibliogr. 7).

Il s'agissait alors de savoir si les massifs cristallins jouaient un rôle moteur actif dans le plissement des chaînes. On sait ce que furent les succès grandioses des recherches du professeur de Berne. Il démontrait l'insignifiance des dits massifs.

RAAPTH SCIENCES LIBRARY

La stratigraphie fut ensuite l'objet d'une étude approfondie de la part de TOBLER, basée en partie sur les documents récoltés par STUTZ (1900). A partir de 1900 l'intérêt général s'est porté sur les nappes helvétiques situées au N.

Cette seconde phase de l'histoire des recherches est caractérisée par la publication de toute une série de travaux remarquables, accompagnés de cartes géologiques. Plusieurs de ces cartes touchent, à leur extrémité S., les *Zwischenbildungen*. Il en résulte un nombre considérable d'observations locales qui prendront pour nous une grande importance. GERBER, PAULCKE, BLUM, THAL, ARBENZ, apportèrent des précisions sur l'existence du Muschelkalk, du Keuper, du Rhétien, du Lias ; BUXTORF et TRUNINGER distinguèrent pour la première fois la nappe du Doldenhorn (parautochtone) de l'autochtone. Les meilleurs travaux sur des détails de la zone autochtone des *Zwischenbildungen* est celui de W. STAUB. Cet auteur étudia une région du massif de l'Aar bien intéressante (région de la Windgälle), et le fit d'une façon très précise. Des lacunes de sédimentation amènent l'observateur à conclure l'existence d'un bombement antéalpin du massif de l'Aar. Nous tâcherons dans la suite de notre travail, d'étendre ses observations à toute la région bordière du massif de l'Aar.

Actuellement, la tectonique des nappes helvétiques est en grande partie brouillée, et l'intérêt se reporte de nouveau sur le massif de l'Aar lui-même. C'est d'abord le socle cristallin qui est l'objet de nombreuses études du bord septentrional bénéficiera de temps en temps. Puis c'est le parautochtone qu'étudient en détail M. COLLET, M. ARBENZ, et leurs élèves. Un travail comparable au nôtre, d'une extension moindre, vient d'être terminé par M. F. Tous ces travaux récents n'existent que sous forme de résumés, aucune étude n'a encore porté sur l'ensemble du bord septentrional du massif de l'Aar.

C'est pour répondre à ce besoin que mon cher maître, M. le professeur M. LUGEON, me proposa d'entreprendre le présent travail. Je le remercie de la confiance qu'il m'a témoignée, des précieux conseils et encouragements qu'il a bien voulu me donner.

Je pense ensuite avec beaucoup d'affection à M. E. GAGNEBIN, assistant au Laboratoire de Géologie de Lausanne, qui m'a aidé à rédiger mon travail. Je rends ici hommage à M. LADOR, préparateur au Musée géologique de Lausanne, qui m'introduisit dans l'art de préparer des fossiles. Je dois un grand coup à MM. DÉVERIN et OULIANOFF pour les moments précieux qu'ils m'ont consacrés.

CHAPITRE PREMIER

Description

*Les profils détaillés, relevés le long du bord septentrional
du massif de l'Aar, entre la Kander et la Linth.*

§ I. — Introduction.

Ce chapitre résume les données qui sont à la base de notre travail ;
s furent acquises au cours des étés 1919-1922.

On sait depuis longtemps que le massif cristallin de l'Aar a été, lors du
sèment alpin, brisé en lames et courbé en plis qui ont été poussés vers
Nord. Pour étudier la stratigraphie d'une telle région, il est nécessaire de
puler par la pensée les plis récents, de ramener à leur place les masses
riées (fig. 1).

Dans le schéma tectonique du bord septentrional du massif de l'Aar,
istingue, depuis les travaux de BUXTORF et TRUNINGER, les terrains nette-
t *autochtones*, qui n'ont subi qu'un faible déplacement par rapport à leur
e cristallin, et les masses *paraautochtones*. Ce terme, introduit par Arn. HEIM
ologie der Schweiz, II, p. 33), désigne les terrains qui ont été charriés sur
léments cristallins et sédimentaires autochtones, mais qui gardent avec
-ci une liaison manifeste. La nappe de charriage proprement dite est
ntage séparée de sa racine et plus éloignée de son lieu d'origine.

Nous n'avons guère pu relever des coupes détaillées que dans les sédi-
ts autochtones ; les plis paraautochtones ont été suivis jusqu'à leur flanc
ersé où l'écrasement des sédiments rend leur étude difficile.

Nous grouperons nos profils suivant les traits principaux de l'orographie,
appelant brièvement la structure tectonique de chaque région.

§ 2. — Région entre la Kander et la Weisse Lûtschine.

a) GÉNÉRALITÉS.

Les premières coupes ont été relevées dans la vallée de Gastern, où la
er prend naissance. La zone autochtone passe le long du versant S. du

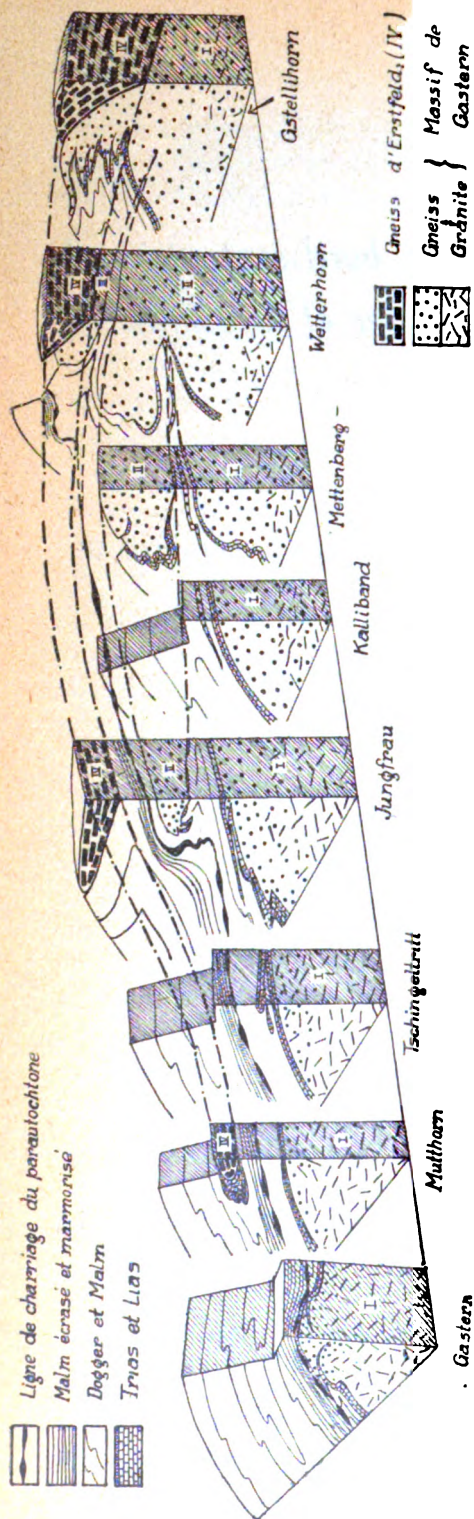


Fig. 1. — Schéma tectonique d'une partie du bord septentrional du massif de l'Aar. On voit l'influence du cristallin parautochtone IV sur l'autochtone I, II, III.

Doldenhorn-Bluemlisalp et descend dans la vallée de la Weisse Lütchine (vallée de Lauterbrunnen). Sur un parcours assez considérable, cette zone est caressée par les glaciers de la Kander et de Tschugel. Dans la vallée de Gastern, le parautochtone repose presque immédiatement sur le cristallin, puis l'autochtone se dégage et se constitue normalement au fur et à mesure que l'on s'approche de la région de la Lütchine.

b) DESCRIPTION DES COUPES

1. **Dolden** (2200 m.) — Le versant S. du Doldenhorn fait, du sommet (3000 m.) jusqu'au fond de la vallée de Gastern (1500), une chute de plus de 2000 m. Sur la carte Siegfried au 1 : 50.000, on distingue très bien une partie supérieure abrupte et rocheuse, puis une partie inférieure herbeuse, à pente plus douce. C'est cette dernière qui s'appelle Dolden. La limite entre cette partie plus douce et la partie abrupte forme à peu près la limite entre le cristallin et le sédimentaire. Dès que les sédiments recouvrent le socle granitique de Dolden, les gaz disparaissent, faisant place à des parois rocheuses. Les sédiments qui recouvrent en discordance le granite de Gastern ne forment pas une série continue. Il n'y a qu'une faible quantité de sédiments appartenant aux autochtones. La grande masse calcaire appartient au pli frontal de la « nappe parautochtone » du Doldenhorn qui a glissé très près du cristallin, laissant subsister, entre son flanc nord-ouest et le cristallin, un pauvre reste de sédiments autochtones triasiques.

Cette grande masse de sédiments parautochtones, dont le flanc renversé couvert par BUXTORF et TRUNINGER (Bibliogr. 15), s'enracine au S., dans la vallée de Loetschen. La carte géologique au 1 : 100.000 indique à l'emplacement du flanc renversé une couche de Verrucano sous une paroi liasique. Au-dessus de nos grès triasiques, que FELLEBERG appelait Verrucano ; le Sinémurien vient, d'après BUXTORF, du Malm.

La coupe la plus complète du versant de Dolden se présente au-dessus du niveau de Heimritz, à une altitude de 2200 m. environ ; elle se constitue de la façon suivante (fig. 2) :

Série triasique.

Banc de grès grossier, compact et saillant, discordant sur le cristallin 4 m.
Grès à grain plus fin 2,5 m.
Schistes violets, verts, jaunâtres 2,6 m.
Cornieules et dolomies 6-7 m.
Malm parautochtone, coupant la série triasique.

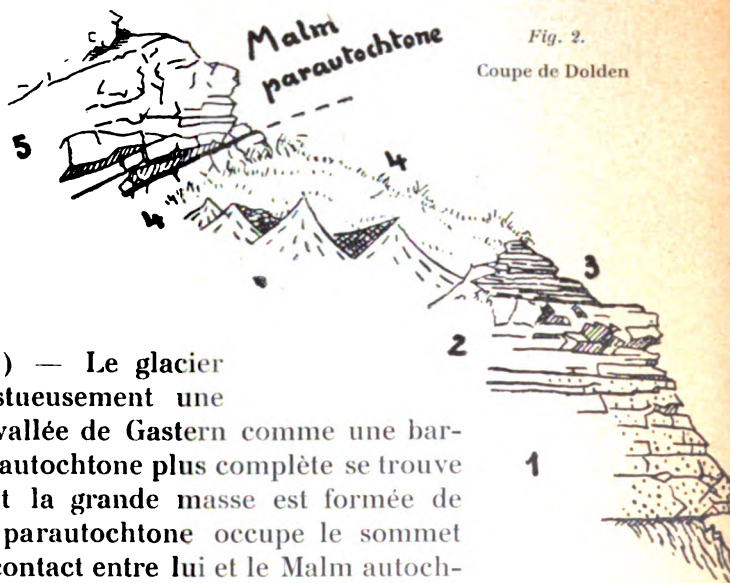


Fig. 2.

Coupe de Dolden

2. **Kanderfirn** (2000 m.) — Le glacier Kander domine majestueusement une paroi abrupte qui ferme la vallée de Gastern comme une barrière. Une série sédimentaire autochtone plus complète se trouve au-dessous de cette paroi dont la grande masse est formée de roches autochtones. Le Malm parautochtone occupe le sommet du versant de cette paroi ; le contact entre lui et le Malm autochtone est visible par une ligne de charriage et des lentilles de roches intercalées. On remarque aussi facilement une discordance se manifestant par la direction différente des veines de calcite. Un croquis des dispositions tectoniques est réservé pour le chapitre suivant (v. fig. 19, chap. 1). Les Zwischenbildungen de la paroi de Kanderfirn, dont on ne voit pas le contact avec le cristallin, montrent de bas en haut :

- | | |
|---|--------|
| 1. Cornieules. | |
| 2. Calcaires dolomitiques orange en gros bancs, Muschelkalk | 18 m. |
| 3. Calcaires dolomitiques sombres, en bancs minces, Keuper (?) | 2 m. |
| 4. Calcaires spathiques dont la base contient des silex, Bajocien | 7 m. |
| 5. Schistes noirs, Callovien (?) | 0.2 m. |
| 6. Calcaire oolitique, Callovien | 0.4 m. |
| 7. Calcaire schisteux bleu à taches jaunes, Argovien | 2 m. |

3. **Tschingeltritt** (2000 m.). — Les Zwischenbildungen, passant les glaciers de Kander et de Tschingel, réapparaissent au front de ce dernier dont les eaux se déversent dans la vallée de Lauterbrunnen.

La partie inférieure de la paroi de Tschingeltritt montre ces sédiments fortement disloqués, culbutés, s'injectant pour ainsi dire dans les roches sédimentaires plus jeunes. Le haut de Tschingeltritt est, comme le haut de la paroi de Kanderfirn (coupe 2), dominé par le Malm parautochtone. Ces roches Malm, autochtone et parautochtone, séparés l'un de l'autre par des lentilles dolomitiques, forment aussi les parois du Lauterbrunner Wetterhorn qui s'élèvent plus au S.

Les premiers sédiments en contact avec le cristallin sont cachés sous des éboulis ; sont visibles :

1. Cornieules.
2. Calcaires dolomitiques, Muschelkalk 25 m. et plus
3. Calcaires spathiques, Bajocien 11.80 m.

L'ensemble de ces calcaires bajociens se différencie ; on y peut distinguer :

- | | |
|---|---------|
| Calcaire spath. silicieux, en bancs minces | 2.40 m. |
| Calcaire spath., gros banc | 1.20 m. |
| Calcaire spath., à gros rognons de silex | 1.20 m. |
| Calcaire spath. riche en veines de calcite blanche, avec rognons silicieux mal définis | 7 m. |
| 4. Calcaire noduleux à patine rousse et débris de fossiles, Bajocien-Bathonien | 0.20 m. |
| 5. Zone argileuse à nodules et fragments spécifiquement indéterminables de Macrocephalites et Hecticoceras, Callovien | 0.40 m. |
| Calcaire ferrugineux jaune, rouge-vert, Callovien | 0.80 m. |
| 6. Calcaire bleu à taches jaunes, à empreintes d'Ammonites, à Belemnites et Cidaridites sp., Argovien | 2-3 m. |

Le Dogger est donc ici représenté par le Bajocien, un niveau incertain et très mince Bajocien-bathonien, et par le Callovien.

4. **Schaffläger** (1800 m.). — Cette coupe se trouve sur le versant gauche de la Lutschine, entre l'hôtel d'Obersteinberg et le Tschingeltritt. Un sentier conduit de l'hôtel au Tschingelfirn. La ligne de contact entre le cristallin et sa couverture sédimentaire passe en dessous de ce sentier, presque dans la gorge du torrent de Schaffläger, et montre comme premiers sédiments :

- a) Grès 2 m.
- b) Grès et bancs dolomitiques 1 m.
- c) Grès quartzeux avec nodules dolomitiques 0.60 m.
- d) Schistes 0.80 m.
- e) Puissante série de calcaires dolomitiques et de cornieules, en partie recouverte de gazon, Muschelkalk 80-100 m.

Cette énorme épaisseur est évidemment due à un accident tectonique, et la coupe ne nous fournit pas d'autre indice. Plus loin, entre les hôtels Jersteinberg et de Tschingelhorn, cette série vient buter contre le crin.

La suite de la coupe, au-dessus de la paroi du Muschelkalk qui domine entier, se continue comme suit (fig. 3) :

Keuper :

Conglomérat dolomitique	0.30 m.
Quartzites gréseux	0.18 m.
Schistes gréseux	0.05 m.
Calcschistes argileux	0.15 m.
Dolomie jaune à délit schisteux	0.30 m.
Dolomie et schistes	0.65 m.
Dolomie	3 m.
Schistes dolomit. rouges	0.25 m.
Banc dolomitique jaune	0.05 m.
Schistes et dolomies	0.25 m.
Schistes rouges	0.85 m.
Schistes jaunes et verdâtres	5 m.
Calcaire dolomitique (éboulis), Muschelkalk	10 m. env.
Calcaire siliceux noir, un peu schisteux, Keuper ?	1 m.
Schistes silic. noirs, Keuper ?	0.80 m.

Rhétien :

Calcaire siliceux lumachellique	0.20 m.
Banc siliceux compact surplombant	2.35 m.
Lumachelle quartzreuse	0.50 m.

Par une désagrégation lente, cette lumachelle prend une patine rousse et devient ocreuse ; elle ferme une faune de nombreux petits lamellibranches, tels :

Cardium rheticum, Merian.
Myophoria postera, Quenst.
Myophoria Reziae, Stopp.
Myophoria isosceles, Stopp.
Gervillia præcursor, Quenst.
Nucula subovalis, Goldf.
Axinus elongatus, Moore.
Pecten, sp.
Mytilus, sp.

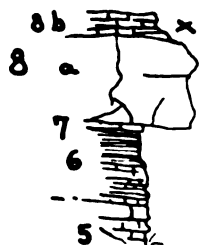
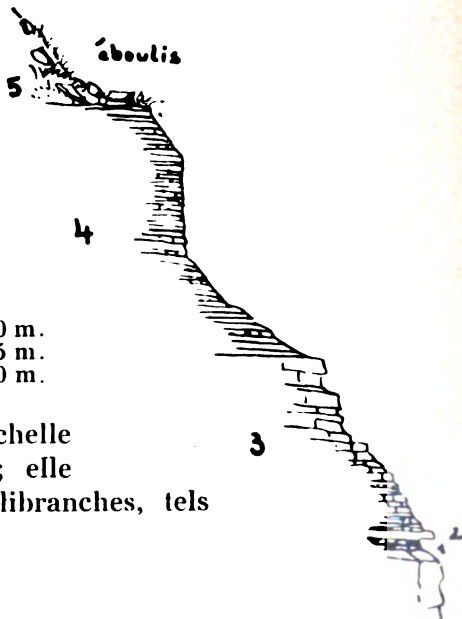


Fig. 3.
Coupe de Schafläger.



8c Quartzites blancs, couverts de lichens verts typiques	2 m.
Calcaires dolomitiques sombres	0.50 m.
Quartzites blancs	2.05 m.
Dolomie orange, Keuper ?	3 m.
Quartzite lumachellique	0.20
Quartzite blanc	0.40 m.
Schistes	0.15 m.

Bajocien :

9. Calcaire echinodermique	13 m.
--------------------------------------	-------

Grâce à la présence des fossiles cités, nous pouvons donc attribuer grande partie du complexe 7-8 au *Rhétien*.

Les fossiles correspondent à peu près à ceux que GERBER a trouvés un peu plus loin. *Avicula contorta* manque cependant ici.

5a et 5b. **Hôtel Tschingelhorn** (1600 m.). — L'hôtel Tschingelhorn se trouve au N. E. de l'hôtel d'Obersteinberg, au-dessus d'Ammertenalp. Avant d'arriver à l'hôtel lui-même, le chemin passe dans le haut du ravin d'Ammerten qui est indiqué sur la carte. En cet endroit, comme nous l'avons déjà remarqué à propos de la coupe 4, la série inférieure du Muschelkalk butte contre une apophyse de cristallin ; notre coupe 5a en suit le contact.

COUPE 5a.

Dolomies, Muschelkalk	30 m. env.
Quartzites, Keuper	1.20 m.
Dolomie orange, Keuper	3 m.
Schistes rouges, Keuper	1.5 m.
Dolomies, Muschelkalk	20 m.
Quartzites, Keuper	0.8 m.
Dolomie, Keuper	4 m.
Schistes rouges, Keuper	1.05 m.
Dolomie, Muschelkalk	15 m.
Schistes noirs, Keuper	1 m.
Quartzites, Keuper	1 m.
Schistes quartzeux noirs, Rhétien ?	1 m.
Quartzites sans lumachelles, Rhétien	5 m.
Dolomie orange, Keuper ?	2,5 m.
Quartzites noirs, Rhétien	1.50
Schistes quartzeux, Rhétien	1 m.
Quartzites, Rhétien	6 m.
Schistes quartzeux	1 m.
Quartzites à fossiles rhétiens	1.30 m.

COUPE 5b.

Cette seconde coupe se trouve au dessus et au N.E. de l'hôtel Tschingel-
rn, de l'autre côté de l'apophyse du cristallin. La coupe est incomplète, la
rtie supérieure étant cachée par la végétation ; mais elle montre une série
rmale qui prendra une certaine importance plus loin.

- | | | |
|----|--|------|
| 1. | Dolomie, Muschelkalk. | |
| 2. | Schistes argileux gris, Keuper | 1 m. |
| 3. | Quartzites, Keuper | 2 m. |

Avant de passer à la prochaine coupe, nous introduisons le schéma qu'on peut tracer à l'aide des trois coupes que nous venons de décrire (fig. 4).

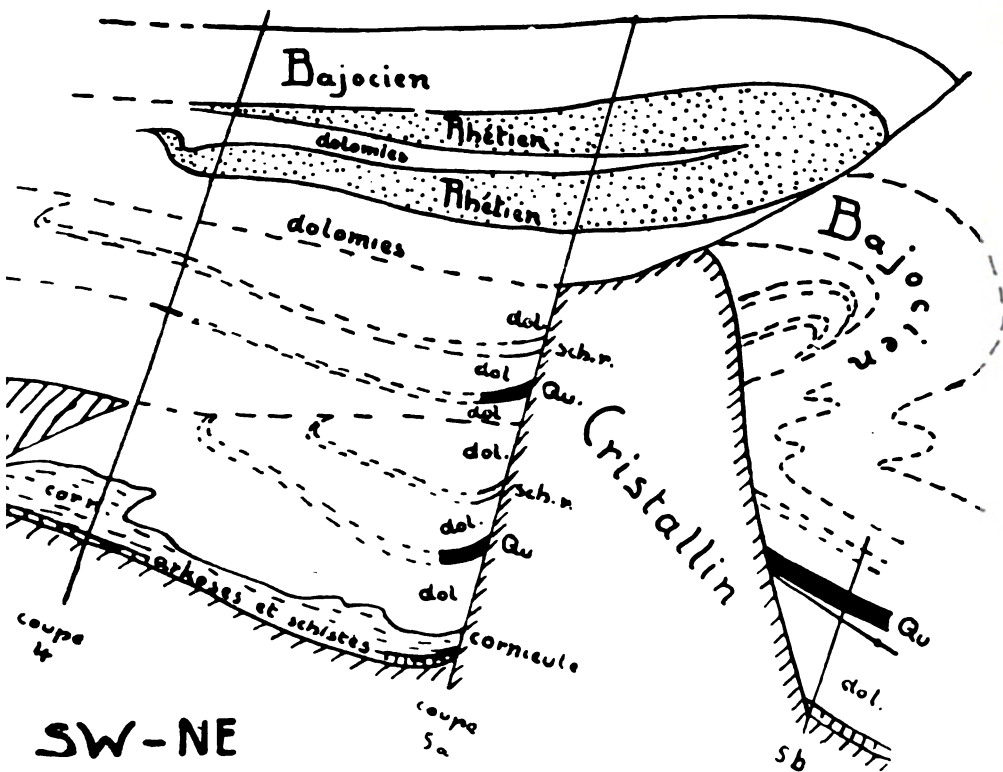


Fig. 4. — Vue schématique du versant de Obersteinberg, en plan.

La coupe 5b montre les premières traces équivalentes aux schistes à quisetum (v. 5b couche 2), recouverts de quartzites. Il n'y a pas encore quisetum.

La coupe 5a traverse une série dédoublée butant contre une apophyse cristalline. On voit la position curieuse du Rhétien.

6. Auf dem Schopf (1500 m.) — Le sentier qui nous a conduit d'Obsteinberg à l'hôtel Tschingelhorn bifurque tout de suite après les maisons l'hôtel Tschingelhorn. Une branche descend en de nombreux zig-zags la pente l'Ammertenalp, l'autre continue vers le Nord-Est pour rejoindre le fond de la vallée, à Stechelberg. Les Zwischenbildungen sont visibles au-dessus du sentier, dans les forêts de « Auf dem Schopf ». Déjà GERBER (1905) publie une coupe de cette localité, en indiquant ici la présence de nombreux Equisetum dans les schistes keupériens.

Le contact direct entre le cristallin et son manteau sédimentaire n'est pas visible, mais peu au-dessus du gneiss se trouve une paroi dolomitique d'environ 25 m. A sa base, on voit par places de la dolomie rappelant la cornieule. Le sommet de la paroi dolomitique est ensuite recouvert de :

1. Schistes noirs à Equisetum, Keuper	9 m.
2. Banc quartzitique, Keuper	3 m.
3. Calcaires dolomitiques, Keuper	3 m.
4. Schistes rouges et jaunes, Keuper	5 m.
5. Calcaires dolomitiques, Keuper ou Rhétien ?	2.5 m.
6. Calcaires spath. sans silex, Bajocien	8 m.

A l'aide du banc quartzitique caractéristique, nous repérons ici l'identité des schistes gris de la coupe 5b avec les schistes à Equisetum. Mais ces schistes sont devenus noirs, finement micacés, beaucoup plus épais.

§ 3. — Région entre la Weisse Lütischine et l'Aar.

a) GÉNÉRALITÉS

La zone autochtone subit ici une grande compression de la part du parautochtone qui la domine en formant les sommets principaux de Jungfrau au Mönch.

Dans le massif du Wetterhorn, qui se trouve plus près de l'Aar, le parautochtone est beaucoup moins développé. Il ne chevauche que légèrement l'autochtone et finit par se confondre avec lui. Les plis de l'autochtone contre augmentent d'ampleur dans cette partie du massif de l'Aar pour disperser ensuite dans les nombreux replis cassants du Gstellhorn. (Comparez notre petit schéma tectonique (fig. 1) dans l'introduction de ce chapitre) Le cristallin parautochtone est dessiné là d'une façon purement schématique.

L'étude de la région entre la Lütischine et l'Aar est rendue difficile

couverture de glace épaisse. Il n'y a en
 me que deux versants qui permettent
 coupes sériées : le versant sur la rive
 ite de la Lütchine, de Stechelberg à
 tal, puis le versant qui marque la chute
 la zone autochtone commençant par le
 tterhorn, passant par Gstellihorn-Urbach
 et se terminant dans la vallée de l'Aar
 mertkirchen). L'espace entre les deux
 imets de la Jungfrau et du Wetterhorn
 déchiqueté par les deux glaciers de
 ndelwald, qui isolent le Mettenberg entre
 . L'autochtone est plissé là à tel point
 on ne peut guère en faire des coupes
 cises.

* * *

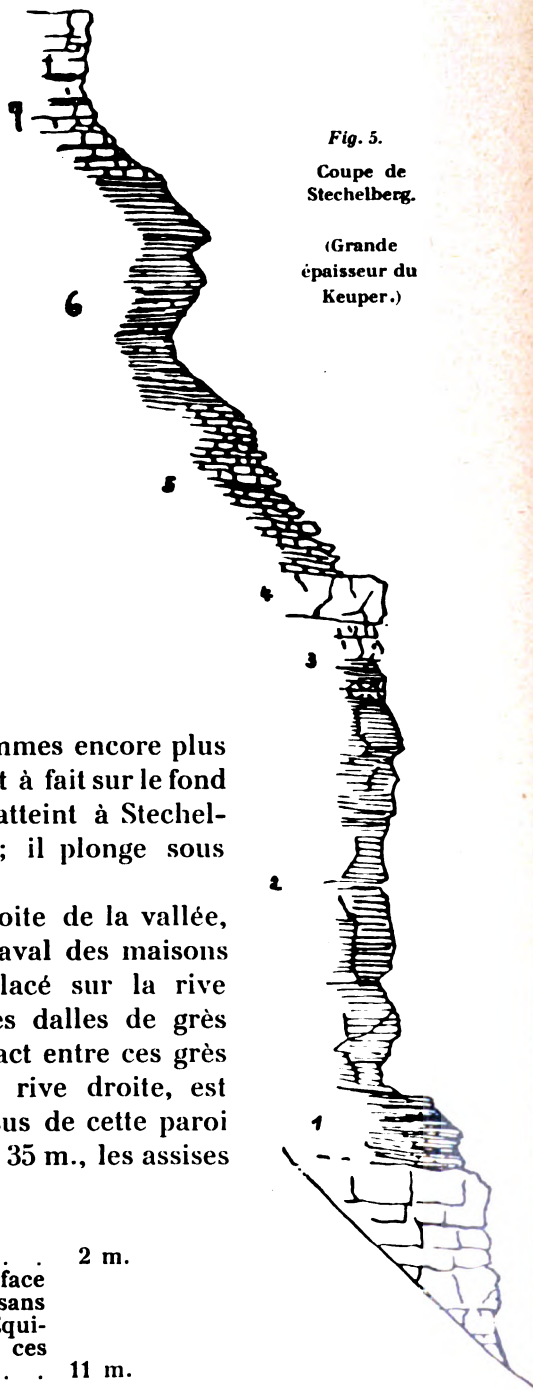
b) DESCRIPTION DES COUPES.

7. **Stechelberg** (900 m.). — Nous sommes encore plus
 aval que pour les coupes précédentes, tout à fait sur le fond
 la vallée de la Lütchine. Le cristallin atteint à Stechel-
 g sa plus grande extension vers le N. ; il plonge sous
 plaine de la Lütchine.

Notre coupe 7 est prise sur la rive droite de la vallée,
 is le torrent de Mattenbach, un peu en aval des maisons
 Stechelberg. Un réservoir à eau est placé sur la rive
 ite de ce torrent dont le lit montre des dalles de grès
 ont environ 2 m. d'épaisseur. Le contact entre ces grès
 les parois dolomitiques qui dominent la rive droite, est
 é sous les éboulis. Par contre, au dessus de cette paroi
 Roëtidolomit, ne semblant guère dépasser 35 m., les assises
 vantes peuvent être mesurées (fig. 5):

uper :

- | | |
|--|-------|
| 1. Calcschistes siliceux en plaquettes | 2 m. |
| 2. Schistes siliceux noirs, très durs, à surface
brillante et taches rouges de fer. C'est sans
doute le représentant du niveau à Equi-
setum, mais il n'y a pas trace ici de ces
plantes | 11 m. |



3. Zone de passage, contenant de petits bancs dolomitiques roses	0.60 m.
3a Brèche à éléments dolomitiques jaunes et rouges	0.20 m.
3b Calcaire rougeâtre à minces bancs dolomitiques jaunes	1.80 m.
4. Quartzite blanc (analogue à 2 de la coupe 6)	1.80 m.
5. Calcaire dolomitique jaune noduleux	4 m.
6. Schistes rouges	4 m.
7. Calcaire dolomitique compact et dur, à intercalations de minces bancs quartzitiques, Keuper ou Rhétien ?	4.50 m.
8. Calcaire spathique riche en fossiles peu caractéristiques, tels que Térébratules (<i>T. globata</i> , <i>Ferryi</i> ?) Bajocien	9.20 m.
9. Calcaire à Térébratules très nombreuses (<i>T. intermedia</i> , <i>globata</i> , <i>Rhynchonella obsoleta</i>) Bajocien-Bathonien	0.7 m.
10. Calcaire oolitique rouge et vert, Callovien	2.60 m.

Dans les coupes précédentes, sur la rive gauche, on a pu constater l'alternance régulière du Trias (sauf le Rhétien), au fur et à mesure que l'on avançait vers l'aval du ravin de la Lüttschne. A Stechelberg, nous voyons le point du plus grand développement de la série.

Dans les coupes qui suivent, en remontant vers le S. sur la rive droite de la vallée, nous verrons cette série diminuer de nouveau.

8. Coupe au-dessus de Sichellauenen, rive droite de la Lüttschne (1300 m.) — Le sentier qui, entre Stechelberg et Sichellauenen, se détache de la vallée, longe les parois au-dessus de Sichellauenen. Dans le ravin de Staldenbach on peut observer le contact entre le cristallin et la première couche de grès transgressive; elle mesure 2 m. Dans un ravin plus important, après la dernière lettre du mot « Sichellauenen » de la carte à l'échelle 1:50.000, on peut relever une coupe à partir du calcaire dolomitique supérieur. Elle montre la composition suivante :

Keuper :

1. Calcschistes siliceux, avec intercalations de 50 cm. de schistes gris sombre	2 m.
2. Bancs quartzitiques schisteux et rubannés, gris sombre et rouge sombre	1.5 m.
3. Quartzite clair	1 m.
4. Quartzites rouges et gris clair, parfois tout à fait sombres et schisteux	1.4 m.
5. Dolomies à surface ondulée surmontées en contact net et tranchant par des quartzites	0.5 m.
6. Schistes quartzeux sombres à cristaux de pyrite	

Keuper (et Rhétien ?) :

7. Calcaires dolomitiques, conglomératiques	3 m.
8. Calcaires dolomitiques, bancs compacts	1 m.
9. Schistes dolomitiques jaunes à cristaux de pyrite	2 m.
10. Calcaires spathiques, Bajocien	9 m.
11. Calcaires à <i>Parkinsonia Parkinsoni</i> , Térébratules et Bélemnites Bajocien-Bathonien	0.4 m.
12. Calcaires oolitiques en bancs saillants, Callovien	2.5 m.

Tout le complexe des assises de 1-6 occupe la place des schistes à Equisetum. En comparaison avec les schistes de la rive gauche (coupe

contiennent des *Equisetum* en abondance, nous constatons avec un grand changement. A l'extérieur et à faible distance même, on trouve toujours avoir devant soi un complexe de schistes noirs. Mais, de près, on voit que ces schistes se sont transformés graduellement, à partir de Stachelberg, en assises beaucoup plus siliceuses parmi lesquelles ne se trouvent que peu de véritables schistes noirs.

Nous trouvons ici, pour la première fois, des *Parkinsonia* dans le niveau supérieur du Bajocien, entre lui et le Callovien.

Stufensteinalp (1600 m.). — Stufensteinalp est un pâturage qui se trouve au pied du glacier de Rottal. Nous y avons relevé deux coupes. L'une est située à l'entrée du pâturage, peu avant la traversée du ruisseau, près du chemin de la cabane de Rottal. La seconde coupe (*b*) se trouve plus loin, juste avant la crête morainique du glacier. Immédiatement sur les schistes, en discordance bien nette, on a :

COUPE *a*)

Grès, Muschelkalk	2 m.
Calcaires dolomitiques jaunes, Muschelkalk	30 à 40 m.
Bancs de quartzite alternant avec des schistes, Keuper	2.50 m.
Schistes argileux sombres et rouges quartzitiques	1 m.
Schistes rouges	1.80 m.
Banc dolomitique	0.05 m.
Quartzites	0.20 m.
Schistes argileux sombres	0.30 m.
Dolomies	2.5 m.
<i>Keuper</i>	8.35 m.
Calcaires siliceux durs à concrétions siliceuses, Bajocien	0.5 m.
Calcaire spathique	8 m.
Calcaire spathique jaunâtre et siliceux	3 m.
<i>Bajocien</i>	11.05 m.
Bancs à <i>Belemnites</i> et <i>Parkinsonia Parkinsoni</i> , Baj.-Bathonien	0.30 m.
Oolite ferrugineuse, Callovien	2.40 m.

Dans le niveau supérieur de l'oolite ferrugineuse, nous avons recueilli comme un peu spéciale de *Cosmoceras Duncani*, Sow., à côtes fortement saillantes en arrière. On trouve en outre :

Zeilleria biappendiculata, Desl.

Keplerites Gowerianum, Sow.

COUPE *b*)

Les premiers représentants de la série sédimentaire que nous avons relevés dans la coupe *a*) sont ici en grande partie cachés. Recouvrant la petite dolomite du Muschelkalk, nous mesurons :

1.	Bandes de quartzites	2 m.
2.	Schistes quartzeux	1.50 m.
3.	Quartzites	1.20 m.
4.	Dolomies	1.20 m.
5.	Quartzites suivis de bancs dolomitiques	1.50 m.
	<i>Keuper (et Rhétien ?)</i>	6.80 m.
6.	Brèche de base, marquant la transgression du Dogger, Bajocien	0.10 à 0.2
6a.	Calcaire spathiques siliceux, Bajocien	3.50 m.
	Ce calcaire représente une formation spéciale du faciès à silex. Il est criblé de nombreuses petites taches claires de quartz qui lui donnent un aspect moucheté ; nous retrouvons ce faciès encore plus loin.	
6b.	Calcaires spathiques riches en Térébratules	4.50 m.
	<i>Terebratula sphæroidalis</i> , Sow.	
	» <i>Phillipsi</i> , Morr. & Lyc.	
	» <i>bullata</i> , Quenst.	
	<i>Plagiuistoma Mulieri</i> , Grep.	Bajocien.
	Le niveau supérieur a une patine rousse et ne contient pas de fossiles.	
7.	Zone fossilifère à Parkinsonia, Bajocien-Bathonien	0.30 m.
8.	Oolithes ferrugineuses, Callovien	2 m.

La diminution graduelle de l'épaisseur du Keuper est ici bien manifeste. L'ensemble du Bajocien transgressif se divise nettement en deux séries. L'inférieure est mouchetée de grains de silice, la supérieure est fossilifère.

10. Coupe sous le **Glacier de Rottal** (2200 m.) — Le glacier de Rottal arrive au sommet d'une paroi rocheuse qui tombe dans la vallée. Le cristallin, en cet endroit, forme un coin dans les sédiments, ainsi que Baltzer déjà figuré sur sa carte. Notre coupe est prise au-dessus de ce coin cristallin, juste au-dessous du front du glacier. On voit les sédiments mésozoïques en discordance sur les gneiss redressés (fig. 6).



Fig. 6. — Coupe sous le glacier de Rottal.

(Diminution du Keuper par rapport à la fig. 5.)

1.	Grès	3 m.
2.	Schistes verdâtres dolomitiques et bancs quartzitiques	3 m.
3.	Calcaires dolomitiques à concrétions siliceuses	5 m.
4.	Calcaires dolomitiques	13 m.
	<i>Muschelkalk</i>	18 m.
5.	Quartzites	2.80
6.	Schistes quartzeux rouge sombre	2
7.	Quartzite	0.4
	<i>Keuper</i>	5.20
8.	Dolomie orange, Keuper (et Rhétien ?)	1.70
9.	Brèche de base à éléments fins	0.05
10.	Calcaire spathique moucheté de silice, moins siliceux vers le haut, Bajocien	4.—
11.	Calcaire spathique à patine jaune	0.70
12.	Calcaire à Parkinsonia Parkinsoni, Baj.-Bath.	0.40
13.	Calcaire oolitique, Callovien	1.20
14.	Calcaire oolitique rouge, Callovien	0.30
15.	Calcaire tacheté, Argovien.	

Dans cette coupe, comme dans la précédente déjà, le faciès schisteux à etum a disparu complètement, remplacé par des roches essentiellement litiques. Les assises 5, 6, 7, 8 de la fig. 6 représentent tout le Trias leur (Keuper et Rhétien). Elles correspondent aux assises 1, 2, 3, 4, 5, de la fig. 5. Les calcaires dolomitiques du Trias moyen (Muschelkalk) croissent aussi et leur base se charge de concrétions silicieuses.

11. **Rottal** (2800 m.). — Au-dessus de la cabane du C. A. S., de Rottal, cristallin est recouvert en discordance apparente par :

Conglomérat de base, à éléments arrondis atteignant la taille d'une noix 0.90 m.

Le ciment calcaire augmente d'importance vers le haut, les éléments gros restent agglomérés à la base. Cette première couche transgressive répond à la brèche de base de la coupe 9b, couche n° 6, qui marque la transgression bajocienne sur le calcaire triasique.

Le Bajocien transgresse donc ici sur le cristallin !

Assise d'une roche grenue quartzeuse surplombant le conglomérat de base 8 m.

On reconnaît en elle le représentant du n° 6a de la coupe 9b faisant partie du Bajocien. Mais ici, le quartz se trouve en quantité plus grande. Le dynamisme qui a chargé cette roche de séricite lui donne l'aspect d'une roche cristalline. Ces calcaires mouchetés de silice sont recouverts par une lame tectonique de gneiss écrasé.

12. **Kalliband** (2700 m.). — Nous passons maintenant à l'E. de l'Eiger. Le massif de la Jungfrau et du Mönch n'offre que des lames sédimentaires écrasées, impropres à relever des coupes ; en outre, les glaciers cachent la roche partout la roche en place.

La paroi du Kalliband, à l'E. de l'Eiger, forme un gradin puissant entre l'Allfirn et le Grindelwaldner Fiescherfirn. Nous en avons relevé la coupe suivante à l'emplacement du point 2703 de la carte Siegfried, à l'W. de l'Eigerhöhle. Sur les gneiss, en discordance angulaire marquée, s'élèvent :

1. Grès à grain fin	0.70 m.
2. Schistes quartzitiques et bancs dolomitiques	1.50 m.
3. Calcaires dolomitiques, Muschelkalk.	1.60 m.
4. Calcaires spathiques, Bajocien	4 — m.
5. Oolite ferrugineuse, Callovien	0.50 m.
6. Calcaire tacheté, Argovien.	

13. **Ortfluh** (1600 m.). — La coupe suivante est relevée tout au fond de la vallée qui descend sur Grindelwald, au niveau et sur la rive droite de l'Unter-Grindelwaldgletscher, près de Bäregg. Le sentier qui, de Bäre monte à la cabane de Schwarzegg, est taillé dans le Bajocien de notre coupe. Le contact des sédiments et du cristallin n'est pas visible ici ; les couches sont redressées presque verticalement et leur épaisseur est difficile à évaluer.

- | | | |
|---|---------|-----------|
| 1. Dolomie, Muschelkalk, | environ | 6 m. |
| 2. Calcaire spathique, à rognons de silex, Bajocien | | 8 à 10 m. |
| On peut distinguer, de bas en haut : | | |
| une couche à silex de gros calibre ; | | |
| une couche pauvre en silex ; | | |
| une couche riche en silex de petite taille. | | |
| 3. Calcaire oolitique ferrugineux, Callovien | | 1.20 m. |
| 4. Argovien. | | 2 m. |
| L'épaisseur des étages jurassiques est ici de nouveau plus forte. | | |

14. **Mettenberg**. — Nous sommes sur le versant droit de la vallée de l'Unter-Grindelwaldgletscher. La partie supérieure du versant rocheux, du fond de la vallée, s'élève au sommet du Mettenberg, est constituée d'un grand repli cristallin autochtone. De ce pli, le flanc renversé seul est conservé. La série sédimentaire subit des étirements et des épaisissements qui la font varier d'un mètre à l'autre. La coupe 14 exprime synthétiquement les conditions qui règnent sur le flanc renversé du repli autochtone.

- | | | |
|---|--|----------|
| 1. Grès | | 0.30 m. |
| 2. Calcaire dolomitique, Muschelkalk | | 6 m. |
| (souvent 0 m. ; jusqu'à 15 m. au front du pli.) | | |
| 3. Calcaire spathique, Bajocien | | 8 à 9 m. |
| 4. Calcaire ferrugineux, Callovien | | 0 m. 20. |
| Ces calcaires sont souvent transformés en schistes rouges ressemblant à des schistes de Keuper. | | |

15. **Stotzwäng** (2500 m.). — Nous sommes sur la rive droite de la région de l'Ober-Grindelwaldgletscher, dans le massif du Wetterhorn. C'est encore une coupe qui appartient au flanc renversé du même repli autochtone. Dans sa région frontale, qui représente l'épaisseur maximale des sédiments, il y a :

- | | | |
|---------------------------------|--|----------|
| 1. Grès | | 1 m. 80. |
| 2. Schistes noirs et quartzites | | 2 m. |
| 3. Dolomie, Muschelkalk | | 4 m. |
| 4. Calcaire spathique, Bajocien | | 6 m. |

La moyenne, pour les terrains triasiques, n'atteint pas trois mètres. Le Callovien semble exister seulement dans la région en dessous de la cabane de Gleckstein.

17. **Wettersattel** (3500 m.). — Le flanc renversé synclinal de Krinne monte presque verticalement au Wettersattel, situé entre les sommets du Werhorn (3703 m.) et du Mittelhorn (3708).

En cet endroit (3540) la série sédimentaire s'est reconstituée. Elle se compose de

1. Calcaires spathiques en bancs réguliers, très riches en lamellibranches, sans silex, Bajocien 7 m.
2. Calcaires oolitiques, Callovien 0 m. 80.

18. **Urbachsattel** (2400 m.). — La région entre le Wetterhorn et le Mittelhorn est couverte en grande partie de glace (Schwarzwaldfirn, Rosenletscher). Les Zwischenbildungen n'apparaissent que sous forme de coins ment déformés. C'est presque uniquement le Malm qui apparaît dans les pentes plongeant vers la Grande Scheidegg. Une première coupe se présente à l'encoche de l'Urbachsattel, située entre le Gstellhorn et le Dossenhorn :

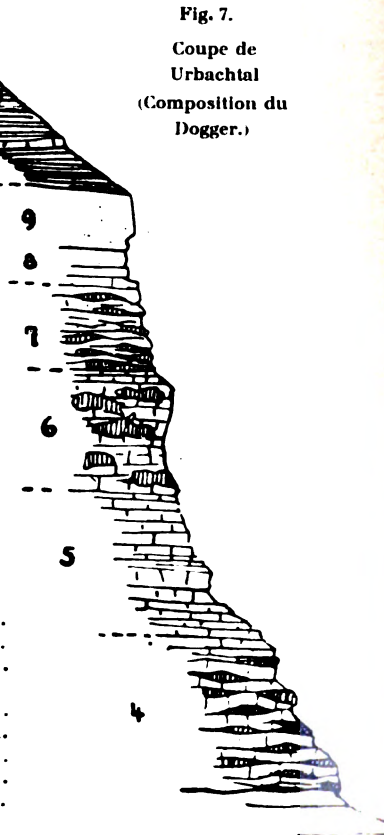
Grès très grossier, en morceaux anguleux	2.40 m.
Bancs de grès plus fin, avec intercalations de schistes et de dolomies	1.20 m.
Calcaires dolomitiques, Muschelk.	1 m.
Calcaires spathiques formant parois, Bajocien	8 m.
Calcaires spathiques	1.80 m.
Calcaires spathiques, avec délit schisteux, Bajocien	1.40 m.
Schistes, Bathonien ?	0.20 m.
Calcaire à patine rousse, Bathonien.	0.30 m.
Argilite ferrugineuse. Callovien	0.30 m.

19. **Urbachtal** (2400 m.). — Nous suivons les Zwischenbildungen vers le N.-E. Les nombreux bancs du Gstellhorn ne se prêtent pas à notre coupe.

La meilleure coupe se présente sous la paroi de la falaise, à 250 mètres au-dessus de la plaine d'Urbacht (fig. 7.) :

Grès	0.50 m.
Dolomies, schistes, quartzites	3.60 m.
Grands bancs dolomitiques, Muschelkalk	18. — m.
Calcaire spathique avec parties dolomitiques à la base et beaucoup de silex, Bajocien	4.50 m.
Bancs sans silex	3.50 m.
Silex très grands en petit nombre	3. — m.
Silex petits, très nombreux, Bajocien.	2. — m.
Calcaire oolitique à patine rousse, Baj.-Bath.	1. — m.

Fig. 7.
Coupe de
Urbachtal
(Composition du
Dogger.)



- | | | |
|-----|--|--------|
| 9. | Calcaire oolitique, Bajocien-Bathonien | 1.50 m |
| 10. | Schistes et bancs calcaires, Bathonien | 3.60 m |
| 11. | Calcaire oolitique, Callovien | 1.20 m |
| 12. | Argovien. | |

Avant que la ligne de contact disparaisse sous la plaine alluvionnaire de la vallée d'Urbach, on voit tercaler les premiers schistes noirs aaléniens.

§ 4. — Région entre l'Aar et la Reuss.

a) GÉNÉRALITÉS.

La zone autochtone traverse l'Aar à Innertkirchen et peut être suivie le long de la rive droite de la vallée de Gadmen. Elle s'élève de l'W. à l'E. jusqu'au versant sud du Titlis, tombe brusquement vers le N. en tombant dans le creux de Niedersürenen. De là elle remonte de la même façon brusque vers le Sud ; elle se poursuit dans le colosse du Schlossberg et dans les ruines monumentales des Spannboden que l'érosion a laissé subsister sur les rochers cristallins.

Pour suivre le bord de la zone autochtone jusque dans la vallée de la Reuss, il faut de nouveau nous diriger considérablement vers le Nord, en suivant la rive gauche de la vallée d'Erstfeld.

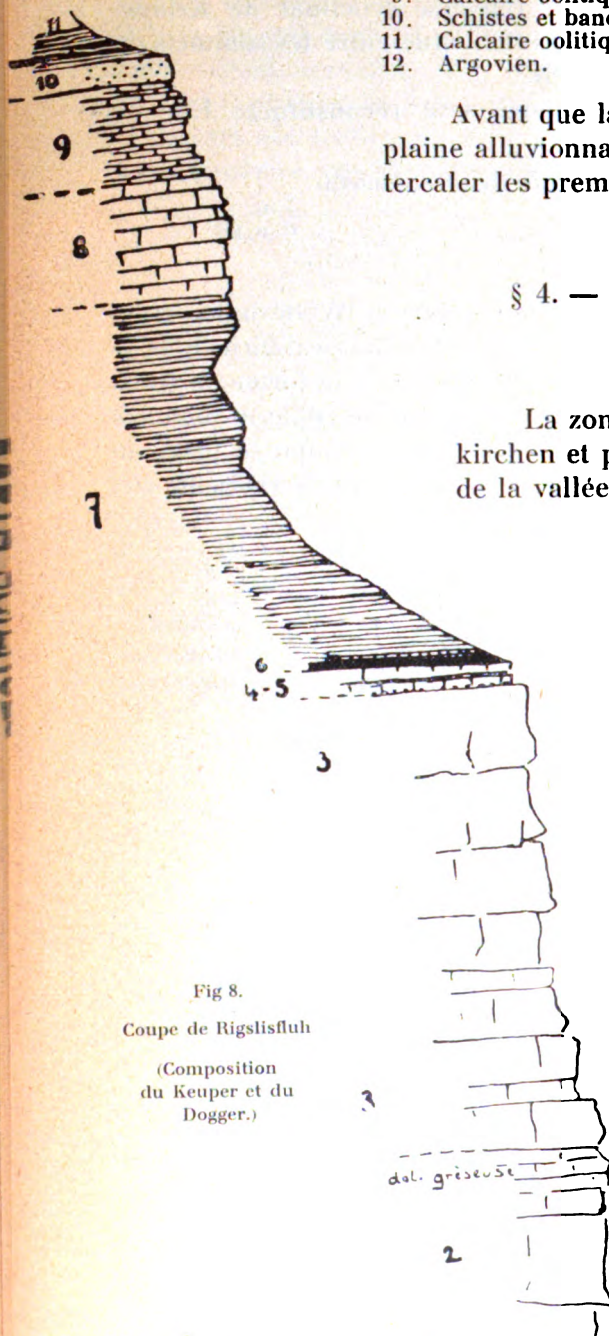
b) DESCRIPTION DES COUPES

20. **Rigslisfluh.** (Innertkirchen) (700 m.) — Pour suivre la coupe géologique près de Innertkirchen, on passe par Wyler et on descend dans la cluse d'Unterwasser,

Le contact entre le cristallin et les premiers sédiments n'est pas visible et l'épaisseur de l'assise trias-

de base ne peut être mesurée qu'approximativement (fig. 8).

Fig 8.
Coupe de Rigslisfluh
(Composition
du Keuper et du
Dogger.)



1. Grès, probablement moins que 1 m.
2. Calcaire dolomitique, Muschelkalk, environ 50 m.
3. Dolomie rouge, Keuper 13 m.
4. Calcaires siliceux bleus, extrêmement durs et cassants, contenant
de nombreuses coquilles. 0,2 m.
Pleuromya tenuistria, Ag.
Cardinia Konincki, Chap. et Dew. pl. XXV/1 (très bel
exemplaire).
Lima pectini-formis (?) Schloth. (fragment avec crochet et les
deux ailes).
Modiola sp.
Ludwigia opalina, Rein. (empreinte seulement).
5. Calcaire spathique pyriteux dont la couche inférieure contient des
fragments dolomitiques 0,60 m.
Pecten pumilus, Lamarck (= *Pecten Personatus*, Goldf. Greppin,
pl. XIV/2. Morr. et Lyc. pl. XL/11.)
Hinnites abjectus, Phil. Morr. et Lyc. pl. XIV/3.
Pholadomya reticulata, Ag.
Cardium sp. *Trigonia*, sp. (Moules).
Ceromya (*Plicata* ?)
Pecten lens, Sow.
Rhynchonella plicatissima, Quenst.
Modiola gigantea, Quenst.
Terebratula praevenusta, Greg.
Pleuromya tenuistria, Ag.
Entolium Gigense, Quenst.
Modiola Sowerbyana, Quenst.
6. Zone calcaro-schisteuse à inclusions globuleuses de dolomie. . . . 0,15 m.
Ludwigia opalina, Reinecke.
Ludwigia Costosa, Quenst. (Hoffmann pl. 11 fig. 15).
Grammoceras costosum, Hoffmann, pl. 11/9.
Belemnites, sp.
Modiola Sowerbyana, Quenst.
Terebratula, sp.
Pecten cinclus, Sow.
Rhynchonella, sp.
7. Schistes noirs, Aalénien. 12 m.
8. Calcaire spathique à parties dolomitiques et à très nombreux grains
de quartz (faciès de Rottal) Bajocien 4,50 m.
9. Calcaire spathique typique sans silex, Bajocien 3,60 m.
10. Calcaire oolitique, Bajocien-Bathonien 1 m.
11. Schistes et bancs calcaires, Bathonien 3,50 m.
12. Oolite ferrugineuse, Callovien 1,20 m.
13. Argovien.

Comparées avec les coupes précédentes de Wettersattel, Urbachsattel, Bachthal, qui sont situées plus à l'W. et plus au S. en même temps, nous constatons une augmentation considérable de la série sédimentaire.

21. **Habern** (1200 m.). — Nous allons suivre la vallée de Gadm. L'emplacement de la coupe de Habern est assez caché et son accès un peu difficile.

Depuis le point 1129 de la carte au 1 : 50.000, au sommet du Mühlerwald, on suit un chemin forestier qui longe la paroi au-dessus de Habern mais qui n'est pas celui qui aboutit à Habern même ; faute d'autre indication nous avons choisi ce nom de localité pour la coupe relevée au-dessus du chemin. Il nous faut d'abord franchir la paroi dolomitique fortement dégrégée et dédoublée (position anormale de schistes aaléniens à sa base). Au sommet de cette paroi, après un petit replat couvert d'éboulis, nous observons (fig. 9) :

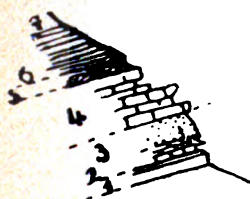


Fig. 9. — Coupe de Habern.

(Composition du Muschelkalk supérieur)

- | | |
|---|---------|
| 1. Banc dolomitique | 0,20 m. |
| 2. Dolomie très fine | 0,03 m. |
| id. oolitique sans fossiles (Muschelkalk) | 0,07 m. |

3. Dolomie oolitique :

C'est une véritable lumachelle composée de débris de Gastéropodes.

Pleurotomaria extracta, Berger (v. Alberti pl. VI/6).

Coelostylina arcuata, Koken (pl. XVI/6).

C'est la plus grande coquille que j'aie trouvée dans ces lumachelles (1 cm.). La détermination en est incertaine. Ce mollusque pourrait aussi, me semble-t-il, être une :

Actaeonia sp.

Turbonilla gracilior, v. Schaur. = *Paludina gracilior*. Quenst. pl. 190. (v. Alberti, pl. VI/6).

Natica Gregaria, v. Schloth. = *Buccinites gregarius* Quenst. pl. 195.

Natica neritaeformis, Alberti pl. VI/7.

(J'attribue à cette espèce d'Alberti le fossile le plus abondant de ce niveau. Cependant, il n'y a que peu d'exemplaires qui montrent la forme vermiculée que leur donne cet auteur.)

Chemnitzia Strombecki. Dunk.

Anoplophora lettica. Quenst. Alberti, pl. 111/12.

Crassatella sp. v. Alberti pl. 11/11.

Natica matercula, Quenst. pl. 195.

Ce banc oolitique à Gastéropodes se placerait donc au

- | | | |
|---|-------------------------|---------|
| | <i>Muschelkalk</i> sup. | 0,90 m. |
| 4. Bancs dolomitiques jaunes, très durs, Keuper | | 1,40 m. |
| 5. Zone noire, pas franchement schisteuse, à nombreux lamellibranches indéterminables, Aalénien | | 0,20 m. |
| 6. Calcaire spathique à <i>Lima</i> , <i>Pecten</i> et <i>Ludwigia Sinon</i> | | 0,10 m. |
| 7. Schistes noirs, Aalénien. | | 17 m. |
| 8. Paroi de calcaire spathique du Bajocien. | | |

22. — **Birchlaualp** (1800 m.) — Sur la carte au 1 : 50.000, le nom de « zgebi », employé par TOBLER, ne figure pas ; mais la présence des schistes bariolés ne laisse pas de doute sur l'identité du lieu. Le meilleur (fig. 10) montrant ces schistes bariolés dans leur épaisseur maximale, se trouve à l'E., au-dessus de Birchlaualp, entre celle-ci et Alpbigen.

Grès	1.20 m.
Bancs alternant avec des grès	3.— m.
Dolomie alternant avec des grès	1.— m.
Bancs dolomitiques siliceux et noduleux, schistes noirs et bancs de grès	3.— m.
Calcaire dolomitique en bancs. Les premiers mètres de sa base contiennent des lits de silex, Muschelkalk	1.95 m.
Quartzite, Keuper	20.— m.
Schistes rouges conglomératiques, Keuper	0.70 m.
Schistes micacés, rouges, avec des bancs quartzitiques de même couleur, Keuper	3.90 m.
Banc quartzitique jaune à surface vacuolaire, Keuper	8.50 m.
Aalénien, manque complètement. Bajocien, quelques mètres. Bathonien, oolite et schistes	1.20 m.
	1.— m.

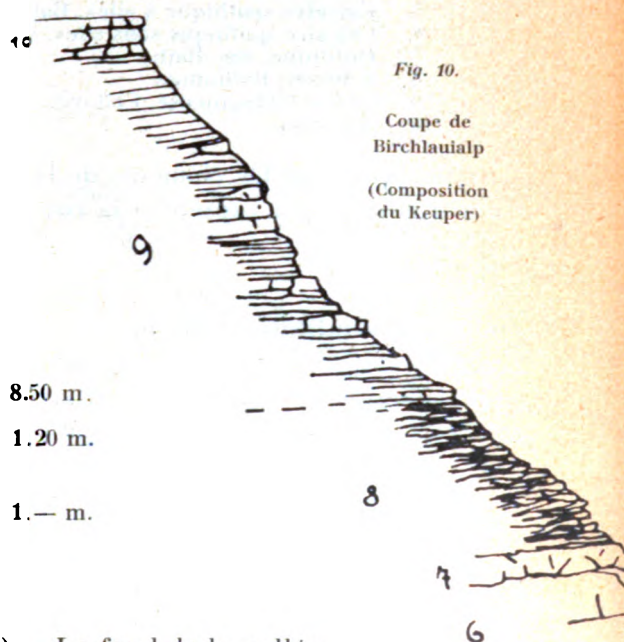


Fig. 10.

Coupe de
Birchlaualp(Composition
du Keuper)

23. **Wendengletscher** (2200 m.) — Le fond de la vallée admetten est dominé par le Wendengletscher. A l'endroit où les sédiments disparaissent sous le glacier, nous avons fait une coupe :

1. Grès	2.50 m.
2. Quartzite-schistes	3.— m.
3. Dolomie, Muschelkalk	20.— m.
4. Schistes noirs, Aalénien	15.— m.
5. Calcaire noduleux, Bajocien	0.20 m.
6. Calcaire spathique, Bajocien	11.— m.
7. Calcaire oolitique, Bajocien-Bathonien	0.40 m.
8. Schistes et bancs calcaires, Bathonien	8.— m.
9. Calcaire oolitique ferrugineux callovien	9.— m.

24. **Wendenjoch** (2600 m.) — Le Wendenjoch, situé entre le Tithon et le Grassen, à 2600 m., découvre une coupe très importante :

1. Grès.	2.50 m.
2. Schistes noirs, bancs dolomitiques.	2.— m.
3. Paroi de calcaire dont la base contient des lits de silex, Muschelkalk	20 — m.
4. Schistes noirs, Aalénien	6.— m.
5. Calcaire spathique à silex, Bajocien	7.— m.
6. Calcaire spathique sans silex, Bajocien	1.— m.
7. Oolitique, Baj-Bath.	0.40 m.
8. Schistes, Bathonien	8.— m.
9. Oolite ferrugineuse, Callovien	1.20 m.
10. Argovien.	

Presque tous les éléments de la série des Zwischenbildungen se trouvent diminués par rapport à la coupe de Rigslisfluh (20).

25. **Firnalpeli** (1800 m.) — L'entaille profonde du Stierenbach brusquement dévier le contact vers le N. Une profondeur énorme s'ouvre devant nous : du Wendenjoch à Herrenrüti, la chute est de 1500 m. La coupe est prise au haut du Firnalpeli qui s'étend au pied du glacier.

Le cristallin violacé est recouvert par :

1. Grès assez grossier	0.40 m.
2. Grès fin	1.70 m.
3. Schistes et bancs calcaires dolomitiques	1.50 m.
4. Minces bancs dolomitiques	4.— m.
5. Gros bancs dolomitiques, Muschelkalk	25.— m. env.
6. Banc spathique, Aalénien inf.	1.— m.
7. Schistes noirs, Aalénien	15.— m.
8. Banc très grossièrement spathique, Bajocien	0.30 m.
9. Calcaire spathique à Pecten	3.50 m.
10. Calcaire à silex, Bajocien	6.— m.
11. Oolitique, Bajocien-Bathonien	0.40 m.
12. Schistes et bancs calcaires, Bathoniens	9.— m.

26. **Niedersurenen** (1300 m.). — La meilleure coupe se présente sur les pentes derrière le « Gasthaus z. Alpenrösli ». Nous commençons sa description à partir de la base du Dogger, dont les premiers bancs reposent sur les dolomies et fournissent de très beaux fossiles :

1. Calcaire spathique hydrocarburé à <i>Modiola Sowerbyana</i> , d'Orb. <i>Inoceramus Fittoni</i> , Morris. <i>Entolium Gigense</i> , Quenst.	
Aalénien	1.20 m.

Schistes noirs, Aalénien	16. m.
Calcaire spathique roux	0.40 m.
Calcaire siliceux fin à	

Terebratula Perovalis, Sow.

<i>Terebratula Ferryi</i> , Desl.	0.50 m.
---	---------

Le reste du Bajocien ne peut pas être mesuré ici, mais on peut constater, tout près, en série redressée verticalement, la présence du niveau à silex.

Calcaire oolitique, Bajocien-Bathonien	0.70 m.
Schistes et calcaires	8. — m.
Oolite ferrugineuse, Callovien	1 20 m.
Argovien.	

27. Geissrücken (1900 m.). —

Il s'appelle aussi Grassen-
rücken et correspond à la coupe de
Grassen de TOBLER. Le sentier
est à un quart d'heure plus loin,
à la cabane du C. A. S. de
Grass, touche ici un ravin profond. Il n'est pas
indiqué sur la carte. Le fond de ce ravin suit des
dolomitiques plongeant vers le N. Nous ne
trouvons que le Dogger à partir des dolomies :

Calcaire spathique caché sous les éboulis,
Aalénien, env.

Schistes noirs à nodules. Dans la partie su-
périeure de ces schistes, 2 à 3 m. sous la
ligne de contact avec les calcaires bajo-
ciens, il existe un niveau fossilifère sous
forme d'un mince banc calcaire spathique
à patine vert-olive (fig. 11-2) contenant :

Ludwigia Murchisonae, Sow.

(exemplaire de petite taille.)

Pleuromya elongata, Munster.

Pholadomya Voltzii, Ag.

Pholadomya fidicula, Sow.

Avicula Hersilia, d'Orb.

Coraux.

Aalénien	16. — m.
--------------------	----------

Calcaire machelle spathique, Aalénien sup.	0.30 m.
--	---------

Calcaire machelle oolitique, Aalénien?	0.40 m.
--	---------

Calcaire compact siliceux à taches jaunes et	
--	--

Pecten, Bajocien	1.60 m.
----------------------------	---------

Calcaires spathiques minces à patine olive	0.80 m.
--	---------

Calcaire à silex.	4.50 m.
---------------------------	---------

Schistes, Bajocien	2. — m.
------------------------------	---------

Calcaire oolitique, Bajocien-Bathonien	1.20 m.
--	---------

Schistes et calcaires, Bathonien	6. — m.
--	---------

Oolite ferrugineuse, Callovien	1.60 m.
--	---------

Argovien.

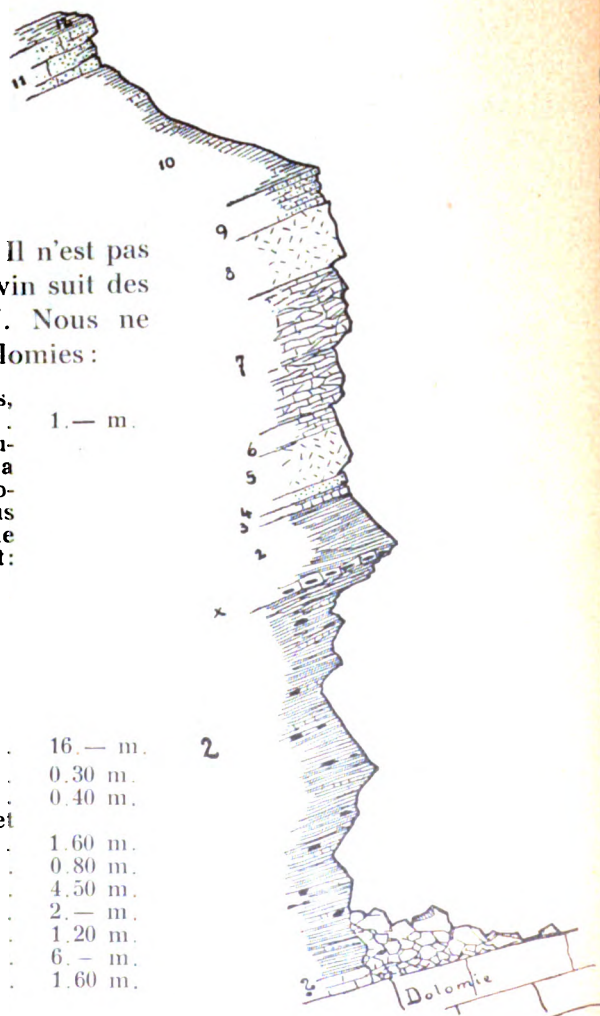


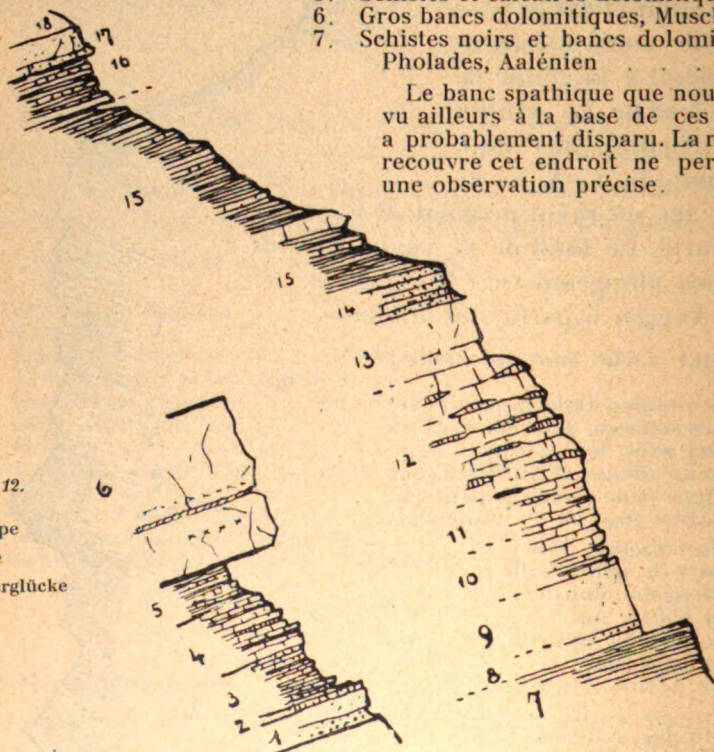
Fig. 11. — Coupe de Geissrücken
(Composition du Dogger)

28. **Schlossberglücke** (2600 m.). — La localité, entre le Schlossberg et le grand Spannort, est facile à trouver sur la carte. La coupe que nous présentons (fig. 12) est composée des données de deux endroits différents. La première partie, contenant la série triasique (1-6), est relevée dans l'extrémité rocheuse du Grand Spannort se rapprochant de très près à la Schlossberglücke. La série du Dogger (7-17), se trouve à l'E. de Schlossberglücke au bord du Glattenfirn, sous l'extrémité W. de la paroi du Schlossberg. Les éléments triasiques sont là cachés par les névés du Glattenfirn.

- | | |
|--|-------|
| 1. Grès | 0.80 |
| 2. Grès fin, rouge | 0.20 |
| 3. Schistes, grès et bancs dolomitiques | 1.20 |
| 4. Bancs dolomitiques avec grès et schistes | 1.40 |
| 5. Schistes et calcaires dolomitiques | 1.- |
| 6. Gros bancs dolomitiques, Muschelkalk | 10-12 |
| 7. Schistes noirs et bancs dolomitiques à Pholades, Aalénien | 16.- |

Le banc spathique que nous avons vu ailleurs à la base de ces schistes a probablement disparu. La neige qui recouvre cet endroit ne permet pas une observation précise.

Fig. 12.
Coupe
de
Schlossberglücke



8. Deux bancs lumachelliques (0.40). Le supérieur est oolitique et l'inférieur contient :

Pecten Personatus-Pumilus, espèces extrêmement petites, mais très nettes.

Monotis Elegans, Quenst.

Pecten, sp.

Aalénien sup.

0.40

calcaire spathique, tacheté, jaune, à Pecten.	1.40 m.
Les coquilles sont merveilleusement préparées par l'action désagré- gante de la neige.	
<i>Pecten.</i>	
calcaire à patine vert-olive, Bajocien	1.30 m.
calcaire siliceux	1.— m.
calcaire à silex	3.— m.
calcaire sans silex, jaune, tacheté, rappelant l'aspect du calcaire à Pecten, Bajocien	1.50 m.
calcaire oolitique, Bajocien-Bathonien	0.80 m.
Schistes et calcaires qui se suivent de la façon suivante :	
Schistes argileux, 1 m.	
Banc calcaire, 0.20 m.	
Schistes, 0.40 m.	
Calcaires à ammonites, 0.40.	
Schistes noirs à veines de calcite, ... Bathonien	4.— m.
calcaire-schistes	0.30 m.
<i>id.</i> avec patine rousse en haut, Bathonien	1.— m.
calcaire ferrugineuse, Callovien.	0.80 m.
Callovien.	

Klein Spannort (3000 m.). — Le versant S. de Klein Spannort est
séparé par la dépression qui le sépare de la montagne de Zwächten. Les
craie sont fortement écrasés.

craie très grossier	1.— m.
calcaires et grès	2.20 m.
schistes noirs, Aalénien	2.— m.
Cette couche apparaît et disparaît très irrégulièrement. Les schistes noirs, que l'on trouve sur le col même, appartiennent au Bathonien.	
calcaire à silex, Bajocien	0.50 m.
calcaire siliceux, Bajocien	2.— m.
schistes et calcaires un peu oolitiques, Bathonien	5 à 6 m.
Les calcaires ont fourni de très beaux exemplaires de :	
<i>Perisphinctes Procerus</i> , Seeb.	
<i>Perisphinctes Aurigerus</i> , Popov.	
calcaire ferrugineuse Callovien.	2.— m.
Callovien	

En rapport aux coupes précédentes, situées plus au N. à plus faible
altitude, nous constatons un appauvrissement sensible de la série sédimen-
taire. Cet appauvrissement, nous le répétons une fois encore, se fait sentir
progressivement du N. vers le S.

Hohbühl (1800 m.). — La rive gauche de la vallée d'Erstfeld montre
des sédimentaires autochtones doubles (empilement tectonique). Elles
contiennent un grand nombre de documents paléontologiques, décrits en
détail par TOBLER et VAN DER PLOEG.

La coupe ci-dessous se trouve à l'W. du nom « Hohbühl » de la Siegfried, à la terminaison E. du Glattenfirn, qui longe le pied de la p du Schlossberg.

1. La dolomie est surmontée par un calcaire spathique pétri de fragments d'énormes *Inoceramus* ou de *Pinna* indéterminables. L'épaisseur de ce calcaire est faible ; il contient en outre :

Pholadomya fidicula, Sow.
Thracia alta, Ag.
Pecten demissus, Quenst.
Pleuromya, sp.

Par sa position, ce calcaire appartient à l'Aalénien inf. (zone à *L. Opalina*).

2. Schistes noirs se divisant de bas en haut en :

Schistes fins, peu de nodules . . . 7.20 m.
 Banc spathique clair . . . 0.10 m.
 Schistes à nodules . . . 2. m.

	Aalénien moyen	9.
3. Lumachelle faiblement oolitique, Aalénien supérieur		0.
4. Calcaire spathique siliceux compact, Bajocien		2.
5. Bancs spathiques		1.
6. id.		1.
7. Calcaire à silex, de taille et d'abondance très variables		2.
8. Calcaire sans silex		2.
9. Calcaire échinodermique, Bajocien		1.
10. Oolitique, Bajocien-Bathonien		1.
11. Schistes et bancs calcaires, Bathonien		6.
12. Oolite ferrugineuse, Callovien		1.
13. Argovien.		

31. **Auf dem Bördern** (1800 m.). — Vers l'E. de Hohbühl, dans la région de « Auf dem Bördern », les séries doubles deviennent nettement visibles. Il est intéressant de les comparer l'une à l'autre. On distingue une série inférieure et une série supérieure. La série inférieure s'est déposée au N. de la série supérieure.

a) SÉRIE INFÉRIEURE (fig. 13) :

1. Grès et schistes très fins	0.3
2. Bancs dolomitiques et grès	0.8
3. Schistes et grès	0.4
4. Calcaire dolomitique en bancs minces.	2.
5. Calcaire dolomitique en gros bancs, Muschelkalk	12.
6. Calcaire spathique hydrocarboné, Aalénien inférieur	0.4
7. Schistes noirs, Aalénien	1.

A 10 cm. au-dessus du banc spathique, nous avons recueilli :

Pholadomya Corrugata, K. & D.

Là où le banc spathique manque, on observe souvent une mince couche de schistes à inclusions dolomitiques et à fossiles ocreux appartenant aux genres :

Astarte, *Leda*, *Nucula*, *Gervilia*, *Trochus*.

Lumachelle spathique	0.25 m.
Oolitique, Aalénien supérieur	0.25 m.

Terebratula Sphaeroidalis,
Sow.

Lima Semicircularis, Goldf.

Cardium Subtrigonum, Morr.

Astarte Minima, Phil.

Thracia Curtansata, Morr.

Pecten Personatus, Quenst.

10. Zone à macro-oolites, intimement liée avec le banc compact sup.
Bajocien 0.10 à 0.20 m.

11. Calcaire spathique 4. — m.

12. Calcaire à patine olive . . . 1.60 m.

13. Calcaire à silex 6. — m.

14. Calcaire à patine rousse sans silex, corallifère, Baj. 3 à 4 m.

15. Calcaire oolitique en bancs minces, contenant :

Garantia minima, Wetzel.

Parkinsonia subarietis, Wetzel.

Parkinsonia Neuffensis, Oppel.

Modiola gibbosa, Sow.

Gresslya peregrina, Phil.

Pholadomya deltoidea, Sow.

Rhynchonella obsoleta, Sow.

Terebratula globata, Sow.

Terebratula intermedia, Sow.

Terebratula Ferryi, Desl.

Belemnites sp. (énormes phragmocones)

Bajocien-Bathonien . 1.30 m.

16. Schistes et bancs calcaires.

Les schistes inférieurs, argileux et brunâtres, à surface rugueuse, contiennent des traces de grandes ammonites (*Perisphinctes*, *Parkinsonia*)

Sous le premier banc calcaire, on trouve :

Cypricardia bathonica, d'Orb.

Pecten vagans, Morr.

Posidonomya en multitude.

Stephanoceras linguiferum, d'Orb.

Le niveau à petites *Parkinsonia* se trouve au-dessus. Nous les attribuons aux formes de Quenstedt :

A. Parkinsoni planulatus (pl. 71, fig. 19).

A. Parkinsoni inflatus (pl. 73, fig. 22).

Nous avons pu isoler dans un des bancs calcaires :

Perisphinctes Martinsi, d'Orb.

Les schistes supérieurs, noirs, à surface lisse, contiennent :

Trigonia impressa, Sow. — *Cerithium echinatum*, Quenst. — *Astarte* sp.

Pleurotomaria sp. — *Nucula*, *Turbo*, sp.

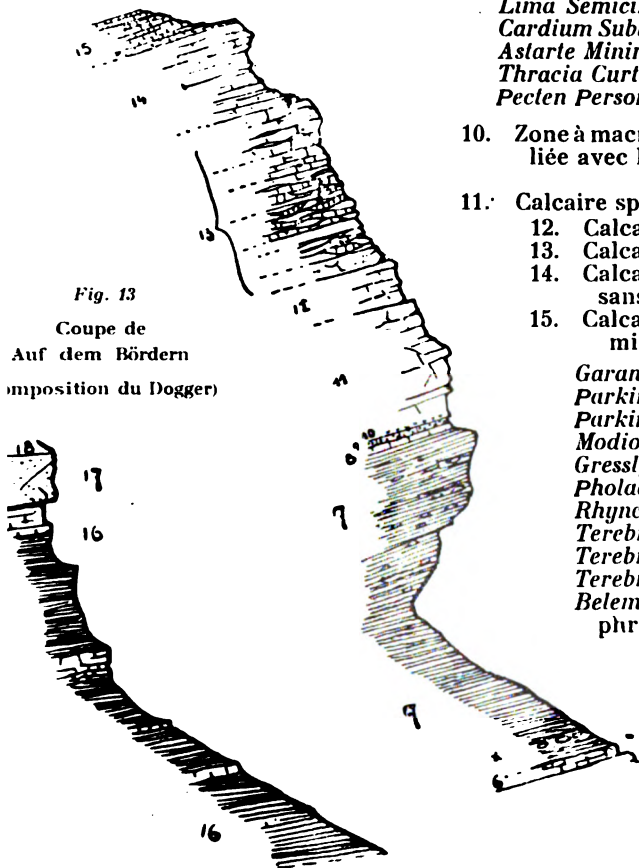
Bathonien 8.50 m.

Fig. 13

Coupe de

Auf dem Bördern

(composition du Dogger)



17. Oolite ferrugineuse, Callovien 1.30 m.
 18. Argovien.

b) SÉRIE SUPÉRIEURE.

- | | |
|---|-------|
| 1. Grès | 0.40 |
| 2. Dolomies, Muschelkalk | 10. — |
| 3. Schistes noirs à nodules, Aalénien moyen | 12. — |
| 4. Calcaire spathique un peu oolitique, Aalénien supérieur, avec:
<i>Ludwigia concava</i> , Sow.
<i>Pholadomya fidicula</i> , Sow.
<i>Corimya alta</i> , Ag.
<i>Pecten spathulatus</i> , Roem.
<i>Ceromya concentrica</i> , Sow.
<i>Pleurotomaria punctata</i> , Sow.
<i>Rhynchonella acuticosta</i> , Schloth | 0.20 |
| 5. Zone extrêmement riche en macro-oolites, Bajocien | 0.20 |
| 6. Calcaire spathique | 4.50 |
| 7. Calcaire à silex | 6. — |
| 8. Calcaire spathique, Bajocien | 3.60 |
| 9. Calcaire oolitique, Bajocien-Bathonien | 1. — |
| 10. Schistes et bancs calcaires, Bathonien | 8. — |
| 11. Calcaire oolitique ferrugineux, Callovien | 1.30 |
| 12. Argovien. | |

La série supérieure déposée primitivement plus au S. que la série inférieure, se montre plus réduite que celle-ci. L'Aalénien inférieur, lui, manque complètement.

32. **Bogli** (1600 m.). — La composition du Bajocien de Bogli, située à l'E. et à la même altitude que la coupe précédente, est la suivante :

Calcaire très spathique, sans oolites	5.40 m.
Calcaire à silex	2.50 m.
Calcaire siliceux, finement spathique, à <i>Pecten</i>	1.50 m.
Calcaire spathique fin, lumachellique au sommet	5. — m.
	14.40 m.

Ce chiffre correspond à celui du Bajocien de la série inférieure « Auf den Bördern (coupe 31a).

§ 5. — Région entre la Reuss et la Linth.

a) GÉNÉRALITÉS

Du fond de la vallée de la Reuss, le bord autochtone s'élève en revers la Windgälle. On le suit vers l'E. sur le socle du Tödi, puis sur les deux bords de l'encoche de Sandalp, berceau de la Linth.

b) DESCRIPTION DES COUPES

33. Bockitobel et Scheidnössli (500 m.). — La couverture sédimentaire du massif de l'Aar, après avoir contourné le Bogli, atteint le fond de la vallée de la Reuss en effectuant une chute rapide.

Les sédiments de la rive droite montrent le même plongement accéléré vers le N. touchant le fond de la vallée à la même hauteur que ceux de la rive gauche.

Ces deux points, en aval de Erstfeld, marquent donc la disparition du relief vers le N. Sur la rive gauche, ses dernières traces se découvrent avec le torrent du Bockitobel ; sur la rive droite, dans le promontoire du Scheidnössli.

a) Le Bockitobel.

La complication tectonique ne permet pas d'établir ici une coupe géologique. Commençons par la partie inférieure du torrent, derrière Rübshausen. Sur la rive gauche, on voit une série triasique, augmentée de schistes rouges. Les schistes ressemblent exactement à ceux rencontrés dans la coupe 22 (Alaualp) et qui n'ont jamais réapparu dans les coupes intermédiaires. Leur présence est signalée déjà par VAN DER PLOEG. Ce qui frappe, c'est que les schistes n'existent que dans le bas du Bockitobel. Ils reposent sur des dolomites marmorisées à épaisseur extrêmement réduite qui, elles-mêmes, se superposent normalement à des grès.

Tout cet ensemble traverse le lit du torrent dans une direction N.-S.

Il y a tout lieu de se croire en présence d'un coin sédimentaire dont la grandeur nous échappe. Nous faisons suivre ici le détail de sa composition :

1. Banc compact de grès	0.60 m.
2. Grès mélangé à des dolomies	0.30 m.
3. Dolomie	1. — m.
4. Schistes	0.40 m.
5. Grès	1. — m.
6. Dolomie rose marmorisée, Muschelkalk	2. — m.
7. Schistes rouges, dont la partie inf. (4 m) conglomératique Keuper	12. — m.
8. Schistes clairs, Keuper	2. — m.
9. Banc calcaire gréseux, Keuper	1. — m.

Au-dessus de cette coupe, il y a un empilement de replis de Bajocien et aalénien à plongement presque vertical. Tout le lit du torrent semble creusé sur un long parcours dans le calcaire spathique du Bajocien.

Bien plus haut, on voit pour la dernière fois les schistes aaléniens recouverts par le Bajocien. C'est probablement de cet endroit que VAN DER PLOEG cite pour la première fois des macro-oolites à la base du calcaire Bajocien.

Nous avons retrouvé cette formation déjà dans les coupes de « Auf den Aar » (31).

Quant aux sédiments du Dogger, ils ne montreront certainement pas grandes différences avec ceux de la rive droite, à la localité de :

b) **Scheidnössli.**

Des coupes détaillées y furent relevées aussi par Arn. HEIM.

Cette coupe contient :

1. Grès	quelq. centim.
2. Schistes et bancs dolomitiques	2.— m.
3. Dolomies, Muschelkalk	15.— m.
4. Schistes noirs, Aalénien	14.— m.
5. Calcaire spathique, Bajocien	6.— m.
6. Calcaire à silex, Bajocien	7.— m.
7. Calcaire spathique, Bajocien	5.— m.
8. Schistes argileux, Bathonien	9.— m.
9. Calcaire ferrugineux, oolitique, Callovien	2.50 m.
10. Argovien	

Avant d'entamer la description des coupes suivantes qui se trouvent plus au S., nous voudrions mettre en évidence le plus important des résultats acquis. — La coupe 33 se place dans l'extrême N. de l'entaille tranchée par la Reuss dans le massif cristallin. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne du massif cristallin en allant vers le N., les sédiments ont augmenté d'épaisseur.

Dans un repli inférieur apparaissaient brusquement les schistes de Keuper. Il est à prévoir que, réciproquement, en nous rapprochant de la base du massif cristallin, nous observerons une diminution d'épaisseur.

Comme ces coupes suivantes sont situées dans une région déjà étudiée par W. STAUB, nous passons rapidement.

34. — **Strengmatt (1300 m).**

1. Grès	quelq. centim.
2. Calcaire dolomitique, Muschelkalk	4.— m.
3. Schistes noirs, Aalénien	7.— m.
4. Calcaire brunâtre spathique, Bajocien	4.50 m.
5. Calcaire spathique, à silex	7.20 m.
6. Calcaire spathique à Gastéropodes, Bajocien	5.— m.

35. — **Evithal (1400 m.)**

1. Très peu de grès	
2. Calcaire dolomitique, Muschelkalk	2.— m.
3. Schistes noirs, Aalénien	5.50 m.
4. Calcaire spathique à macro-oolites à la base, Bajocien	5.— m.
5. Calcaire à silex	7.— m.
6. Calcaire sans silex, Bajocien	8.— m.
7. Calcaire oolitique, Bajocien-Bathonien	1.— m.
8. Schistes et calcaires, Bathonien	9.— m.
9. Oolite ferrugineuse, Callovien	2.50 m.

6. Ribiboden (1700 m.) — Le cristallin est recouvert de :

1. Schistes calcaires noirs micacés ferrugineux, Aalénien . . . 0.25 m.
 La couche qui est directement sur le cristallin contient
 de nombreux lamellibranches :
Chlamys Dewalquei, Oppel.
Lima pectiniformis, Schloth.
 (énorme exempl. bien conservé — Morr. & Lyc. pl. VI.)
2. Calcaire spathique et oolitique contenant également des
 lamellibranches, Aalénien sup. 0.20 m.
3. Banc compact de calcaire spathique, Bajocien 2. — m.
4. Bancs moyens de calcaire spathique 4. — m.
5. Calcaire à silex 3.50 m.
6. Calcaire spathique, Bajocien env. 10. — m.
7. Zone oolitique, schistes et calcaires, Bajocien-Bathonien . . . 0.20 m.
8. Bathonien.

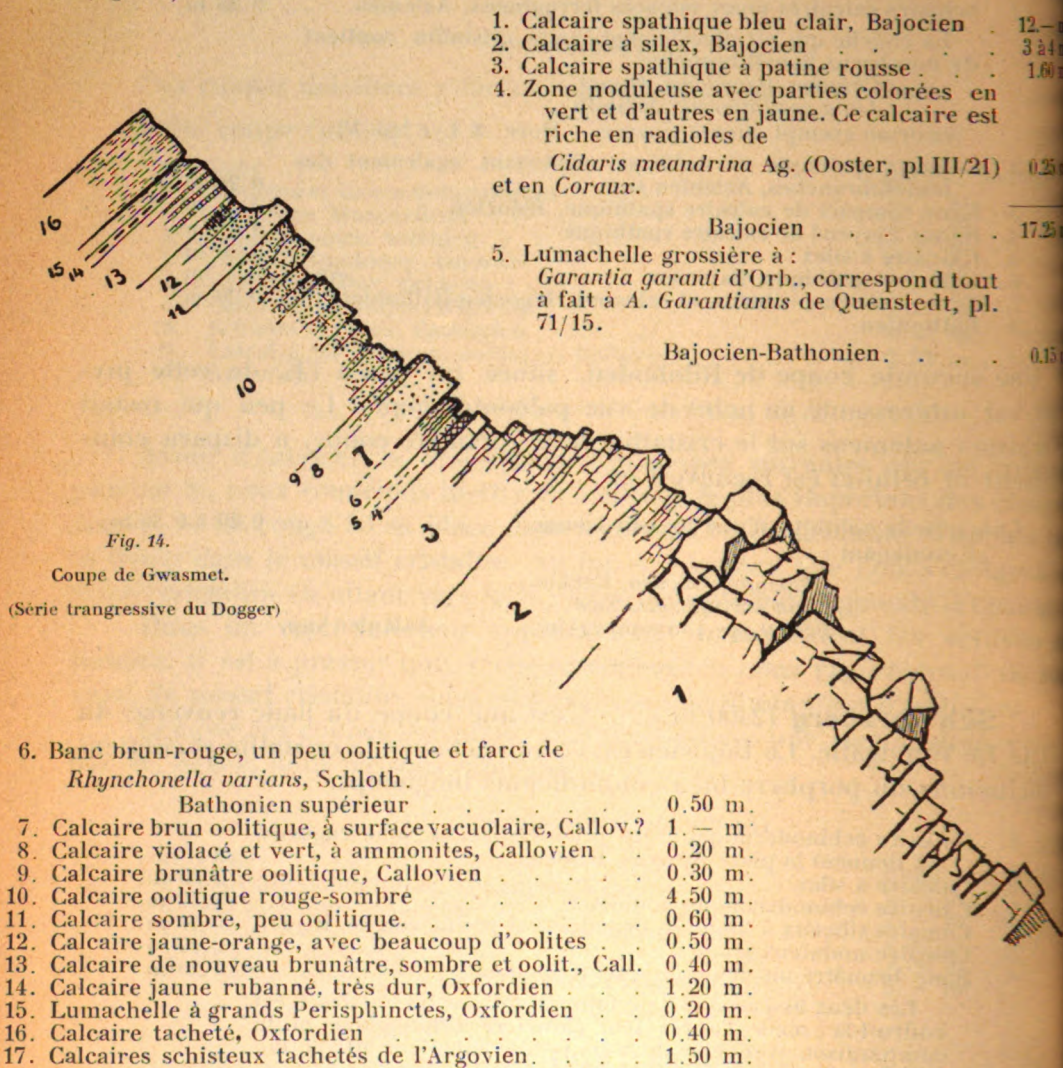
Une seconde coupe de Ribiboden, située un peu à l'E. de cette première, est intéressante au point de vue paléontologique. Le peu qui restait de schistes aaléniens sur le cristallin de la première coupe, a disparu complètement et celui-ci est recouvert de :

- Lumachelle oolitique d'une couleur rousse 0.20 à 0.30 m.
 et contenant :
Ludwigia concava, Buckm.
Lima cardiformis, Sow.
Pecten sp. innombrables. Aalénien sup.

7. Schwarzberg (2400 m.). — C'est une coupe du flanc renversé du versant de la Windgälle. Le Bajocien est en contact avec le cristallin et contient des inclusions du porphyre bien connu depuis longtemps.

1. Calcaire échinodermique ; les premiers 50 cm. sont rugueux
 et tiennent la place du grès, Bajocien 6 m.
 2. Calcaire à silex 2.50 m.
 3. Calcaire échinodermique noduleux 1.30 m.
 4. Calcaire siliceux à filonnets de calcite et patine rousse, Bajoc. . . 0.40 m.
 5. Calcaire noduleux jaune 0.30 m.
 6. Banc brunâtre un peu oolitique, Bathonien? 1.20 m.
- Les deux assises 5 et 6 ne fournissent pas de fossiles à cet endroit-là ; mais d'après leur caractère lithologique et la comparaison avec celles de la coupe suivante, leur attribution à l'âge bathonien paraît plausible.
7. Calcaire oolitique rouge sombre, presque noir, Callovien . . . 2. — m.
 8. Calcaire oolitique également, Callovien 0.50 m.
 9. Calcaire jaune rubané, Oxfordien 0.60 m.
 10. Calcaire tacheté, Oxfordien 0.30 m.
 11. Calcaire jaune, Oxfordien 0.30 m.
 12. Calcaire schisteux typique, tel qu'il existe partout ailleurs et
 que nous avons attribué à l'Argovien 1. — m.

38. Gwasmét (2900 m.). — Coupe du flanc normal du repli cristallin (fig. 14).



La coupe de Gwasmét est, par rapport aux quatre coupes précédentes, située le plus au S. Elle se montre dépourvue complètement des sédiments triasiques et aaléniens qui, dans les coupes plus au N., sont encore puissamment développés. Contrairement à cette diminution normale de la sédimentation, nous observons une augmentation extraordinaire du *Callovien* et l'apparition simultanée de l'*Oxfordien*. Le Bajocien supérieur montre aussi un changement

marqué, le Bathonien est remplacé par un mince banc de faune et d'as-
 ut à fait différent de ce
 ait auparavant.

rs l'E. et vers le S., l'Aalé-
 le Trias réapparaissent
). Nous quittons mainte-
 massif de la Windgälle
 asser au massif du Tödi
 trouve au-delà des gla-
 e Hüfi. Le massif du
 orme l'extrémité E. de
 objet d'étude. Le cristal-
 parait là sous forme
 boutonnière, offrant une
 érie de coupes sur le flanc
 u Sandbach. Le Biferten-
 uivre tout le haut de la
 aillée par lui. Nous com-
 ns la description des
 près du front de ce gla-
 u pied des parois de la
 e :

0). **Bifertengletscher** (2300 m.). — En
 rdance sur les schistes carbonifères,
 étamorphosés et peu épais, nous notons
):

s. — Sa base est très riche en galets
 oulés de dimensions considérables
 atteignant tout de même pas le vo-
 lume énorme de ceux inclus dans le
 rès de la coupe suivante. Parmi ces
 occlusions, de nature cristalline, se
 ouvent fréquemment des débris de
 schistes carbonifères
 omie à patine jaune-orange, dont le
 iveau supérieur contient des concrè-
 ons siliceuses, Muschelkalk
 istes rouge-noir, Keuper
 artzite, Keuper
 caire dolomitique, Keuper.

semble de schistes quartzeux et de
 quartzites.

La base de cet ensemble, épaisse d'un
 tre env. est constituée de schistes
 rs à surface rouge ferrugineuse. En-
 te, ce sont des schistes quartzeux no-
 eux, formant paroi, et finalement le
 at se transforme en bancs quartzitiques
 Aalénien

1.50 m.
 35. m.
 2.— m.
 0.50 m.
 7.— m.

15.— m.

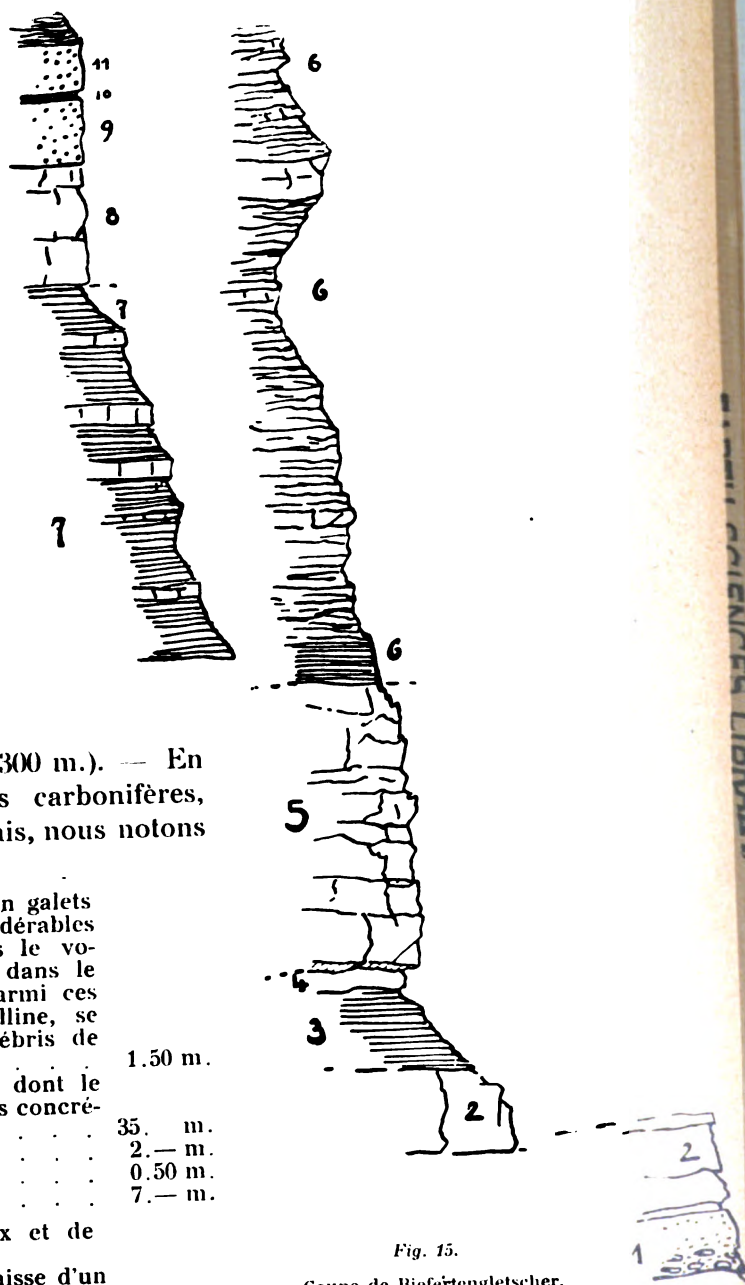


Fig. 15.

Coupe de Biefertengletscher.
 (Grande épaisseur de l'Aalénien
 détritico siliceux)

- | | | |
|---|--------------------|----------|
| 7. Schistes siliceux noirs avec intercalations de bancs siliceux roux, épais de 10-30 cm. chacun. | Aalénien | 9. — m. |
| | | 24. — m. |

Ce complexe aalénien supérieur seul, abstraction faite des bancs siliceux roux, ressemble quelque peu au faciès aalénien occidental se développant à l'W. de la Windgälle (région entre la Reuss et l'Aar)

- | | | |
|---|--|---------|
| 8. Calcaire finement spathique, siliceux, à débris de nombreux Pecten, Bajocien | | 3. — m. |
| 9. Calcaire oolitique à surface jaune. (C'est peut-être le représentant du Bathonien ?) | | 1.70 m. |
| 10. Schistes | | 0.10 m. |
| 11. Calcaire oolitique verdâtre, Callovien | | 1.20 m. |
| 12. Calcaire tacheté de l'Argovien. | | 1. — m. |

En comparant cette coupe avec celles du massif de la Windgälle, nous constatons des différences assez grandes. C'est l'Aalénien qui frappe le plus. A partir de Gwasmet, il s'est reconstitué rapidement, mais sous forme de schistes et bancs siliceux. Son épaisseur est plus grande que jamais. Le Bajocien, par contre, diminue considérablement, le Bathonien ne peut pas être identifié du tout. Il n'y a pas d'Oxfordien. Le Callovien est d'une épaisseur normale.

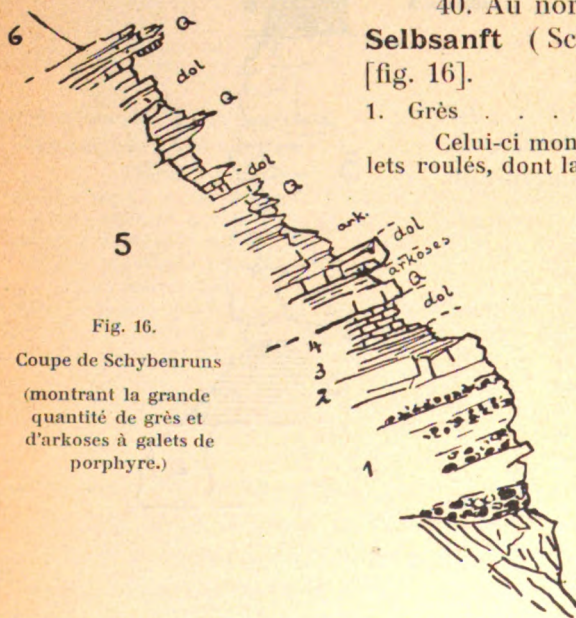


Fig. 16.
Coupe de Schybenruns
(montrant la grande
quantité de grès et
d'arkoses à galets de
porphyre.)

40. Au nord du Grand couloir de Hintertal Selbsanft (Schybenruns de WEBER, 2500 m) [fig. 16].

- | | |
|-------------------|------|
| 1. Grès | 3. — |
|-------------------|------|

Celui-ci montre à plusieurs reprises des niveaux à galets roulés, dont la grosseur diminue progressivement bas en haut. Quant à la dimension au nombre de ces galets, la première couche dépasse tout ce que nous avons vu jusqu'ici. Ces galets se recrutent la plupart, parmi les porphyres quartzifères, provenant sans doute du contact intrusif porphyrique qui, à 200 m. au S., forme la surface du massif cristallin.

- | | |
|---|---------|
| 2. Grès fin | 0.50 m. |
| 3. Schistes et bancs de grès | 0.50 m. |
| 4. Dolomie | 0.60 m. |
| 5. Complexe de bancs quartzitiques (Q), de grès (a) de calcaires dolomitiques (dol). Le tout a une couleur rougeâtre. | 8 — |
| 6. Calcaire dolomitique à concrétions blanches au niveau supérieur, Muschelkalk | 35. m. |

us haut interviennent des complications tectoniques qui, modifiant leur normale des couches, réduisent à néant les indications à tirer de mesure.

a et b. **Tentiwäng.** (1800 m.) [fig. 17]. — a) Le seul fait intéressant la transformation du Bajocien :

aire coralligène 3.— m.
s de coraux, beaucoup de
gments de lamellibranches,
ine rousse 1.— m.

b)
grossier 3.— m.
fin 0.60 m.

alternant avec des bancs do-
mitiques 5.— m.
aire dolomitique, Muschelkalk 30-40 m.

aire dolomitique bréchoïde,
distinguant du calcaire infé-
ur, Keuper. 4.— m.

aire spathique à grains de
artz. On y trouve :
Terebratula sp.

énien inférieur. 0.20 à 0.50 m.

estes noirs ferrugineux, à sur-
e lisse 1.— m.

estes et bancs siliceux tout à
t irréguliers 12.— m.

tzite fin, compact 1.50 m.

estes siliceux et calcaires
eux 5.— m.

estes noirs 2.— m.

es ocreux, alternant avec
schistes, Aalénien 5.— m.

aire siliceux finement spa-
ue, à patine rousse. 5.40 m.

subdivision en trois parties
possible, soit, de bas en

caire à coraux, presque
exclusivement.

caire à silex et à coraux.

caire sans silex.

aire jaune oolitique, à
mbreuses coupes d'ammo-
nes, probablement du genre
kinsonia.

Bathonien? 1.60 m.

stes. 0.20 m.

aire oolitique jaune, rouge,
t, Callovien 1.80 m.

ovien.

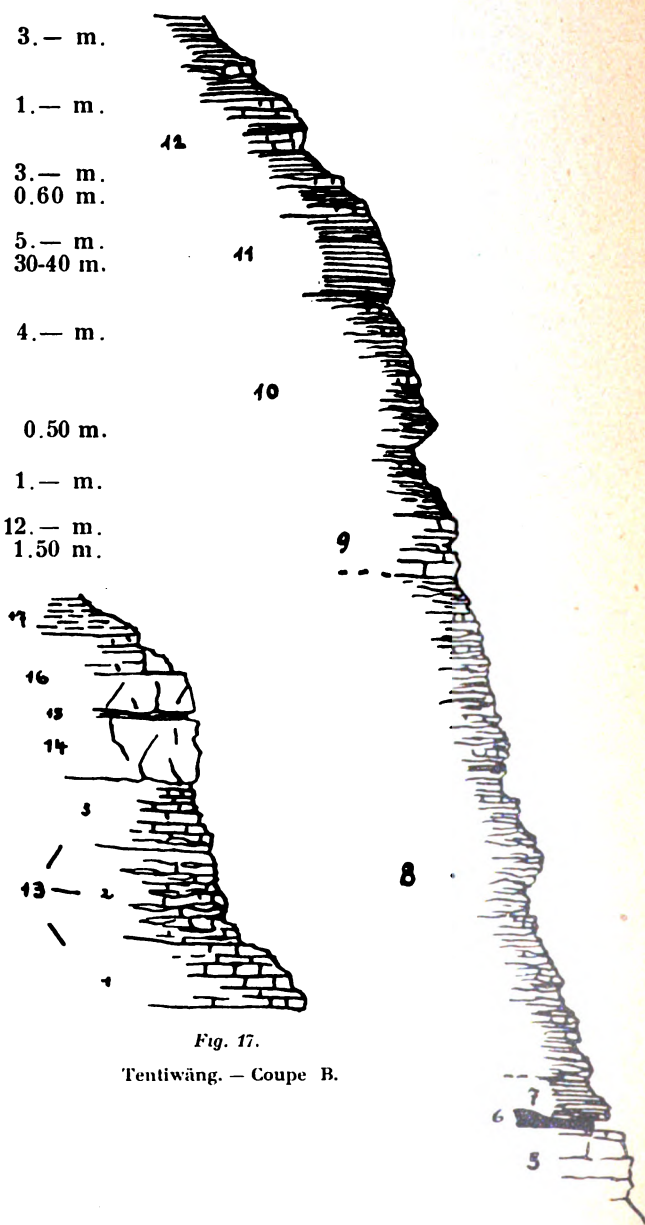


Fig. 17.
Tentiwäng. — Coupe B.

43. Vorder Sandalp. (1300 m).

- | | |
|---|---------|
| 1. Grès sans gros galets visibles | 2.— m. |
| 2. Grès et dolomie | 3.— m. |
| 3. Dolomie, Muschelkalk. | |
| 4. Banc dont la surface est rendue extrêmement rugueuse par
des grains de quartz en saillie. Aalénien inf. | 0.90 m. |
| Peu à peu, ces grains disparaissent et ce banc est recouvert de : | |
| 5. Calcaire spathique, Aalénien inférieur | 2.— m. |
| 6. Schistes et calcaires siliceux, Aalénien. | |
-

Nous résumons ici les quatre coupes précédentes :

En partant de Bifertengletscher (coupe 39) vers le N., nous voyons d'abord une grande partie des lits de grès occupée par d'énormes galets porphyres dont la quantité diminue ensuite. Les schistes du Keuper disparaissent. L'Aalénien s'augmente d'un nouvel élément sous forme de calcaire spathique de base à partir de la coupe 41 b. Ce calcaire va en augmentant vers le N. ; il atteint 2 m. dans la coupe 43. Le Bajocien augmente aussi de 3 m. à 5.40 m. A un moment donné (41 a), il est très riche en coraux.

CHAPITRE II

Description des horizons stratigraphiques

§ 1. — Introduction.

La stratigraphie de la série autochtone du massif de l'Aar est connue par les grandes lignes. Nos recherches, sans apporter de grandes modifications dans les connaissances acquises, révèlent cependant l'existence de nouveaux horizons et amènent à réviser quelques-uns des termes en usage.

Après la description analytique des coupes détaillées, nous allons tenter de donner, d'ensemble, étage par étage, de la série stratigraphique, en marquant les caractères paléontologiques et lithologiques des divers niveaux.

§ 2. — Trias. (fig. 18)

Les dépôts triasiques de la zone autochtone ressemblent fort à ceux de la zone germanique. Cette analogie lithologique ne s'étend malheureusement pas à la faune des deux régions. Nous sommes ici sur le bord de la zone germanique : la faune est extrêmement appauvrie. Sans parler des végétaux à plantes, il n'y a qu'un seul niveau fossilifère. C'est le calcaire du Muschelkalk supérieur de la vallée de Gadmen (de Innertal à Birchlaualp, sur la rive droite de l'Aar). On y trouve un nombre respectable de Gastéropodes minuscules et quelques Lamellibranches, mais aucune ammonite. Cette faune présente, semble-t-il, des caractères intermédiaires entre les faciès germanique et alpin.

a) TRIAS INFÉRIEUR (Buntsandstein.)

Les grès de base (arkoses ?) — Formés aux dépens d'une roche cristalline très acide, les grès se composent principalement de grains de quartz. Des lames minces montrent que ces grains de quartz sont cimentés par de la calcite presque exclusivement. La composition est donc bien celle d'un arkose à grains plus ou moins fins. Le terme de *arkose*, employé généralement dans la littérature du massif de l'Aar, ne peut être maintenu dans le sens strict du mot.

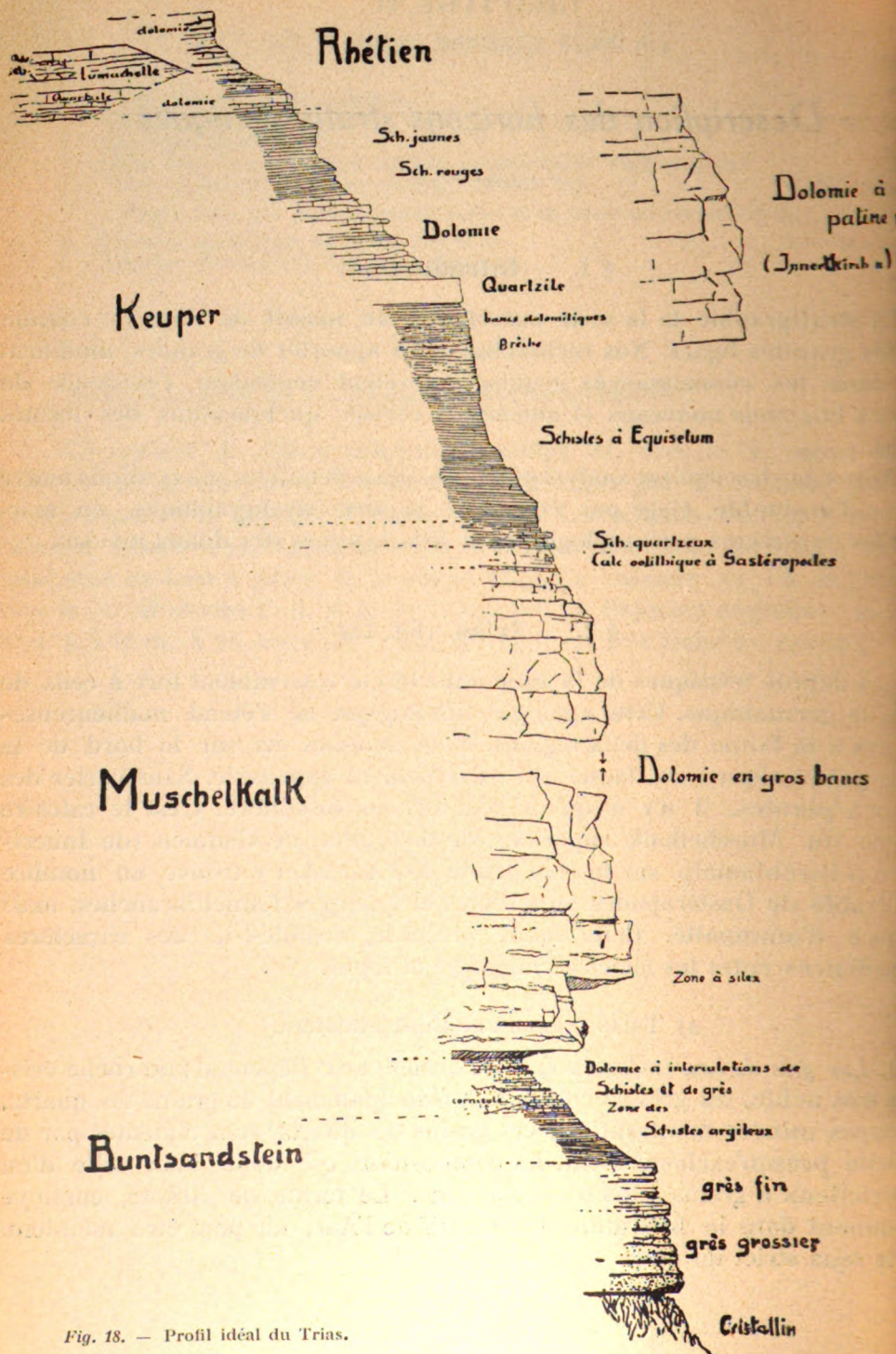


Fig. 18. — Profil idéal du Trias.

La présence des feldspaths se révèle dans la plupart des cas par des grès à séricite plus compacts. Il est rare de rencontrer des feldspaths décolorés en séricite. Quelquefois on peut distinguer le microcline par sa structure quadrillée ; des traces de kaolin adhèrent aussi parfois sur la surface de l'une de ces ruines de feldspath ; mais la grande partie des composés alumineux est enlevée par l'eau.

Il arrive aussi que les grès se soient enrichis de quartz secondaire par la décomposition des feldspaths alcalins. Ce quartz se montre sous forme d'agglomération de grains minuscules dans le grès à séricite. Les grès à quartz à contours définis montrent aussi souvent une composition hétérogène, déterminant une structure en mosaïque. Cette apparence mosaïque est due aussi à du quartz recristallisé ; mais c'est du quartz qui a recristallisé avant d'être remanié dans les grès. Dans quelques cas, on voit le bord d'un grain de quartz s'entourer d'une pellicule de quartz nouveau, vraisemblablement cristallisé dans le grès lui-même.

Les micas isolés sont rares et toujours de petite taille. Dans le niveau inférieur, les grès sériciteux se transforment en véritables grès quartzitiques. Les roches carbonatées augmentent dans le ciment, voilant les autres éléments. Souvent on constate des alternances de lits minces argilo-calcaires et de lits de grès sériciteux (vallée d'Erstfeld).

Les grès sériciteux ont une grande importance dans la série stratigraphique du massif de l'Aar, dont ils représentent le premier terme de la série mésozoïque marine. Ils transgressent sur le cristallin en discordance. Nous attribuons ici les grès sériciteux au Trias inférieur. Mais, comme la série mésozoïque transgresse aussi à des époques ultérieures (Aalénien, Bâle), sur le cristallin, ces dépôts détritiques, correspondant à nos grès de la région, peuvent être plus jeunes.

L'observation de la taille des grains des grès est spécialement intéressante. Elle met en lumière une corrélation nette entre la forme des grains et leur position à la côte du dépôt. Les couches plongent au N. vers l'aval des rivières. En descendant avec elles, on voit les éléments des grès diminuer progressivement. Il en est de même de l'ensemble de la série des grès : son épaisseur décroît vers le N. d'une part, vers l'E. de l'autre. Nous en déduisons tard l'existence et l'emplacement d'une émergence antétriasique du massif. Voici des exemples de la variation des grès vers le N.

W.				E.
Lötschenpass (2700 m.) 30 m. grès grossier	Urbachsattel (2500 m.) 3,60 m. grès grossier	Wendenjoch (2600 m.) 2,5 m. grès grossier	Kl. Spannort (2900 m.) 0,7 à 1,5 m. grès grossier	Tentiwäng (2200 m.) 3 m. grès gros. à galets de porphyre
Dolden (2200 m.) 6 m. grès moyen	Urbachtal (1000 m.) 1 m. grès fin	Birchlaiiap (1800 m.) 1,20 grès fin.	Schlossbergl. (2600 m.) 1 m. grès moy.	5 à 9 m. grès plus fin
Stechelberg (900 m.) 2 m. grès fin	Innertkirchen (600 m.) ?	Innertkirchen (600 m.) ?	Auf d. Bödern (1800 m.) 0,35 grès fin	

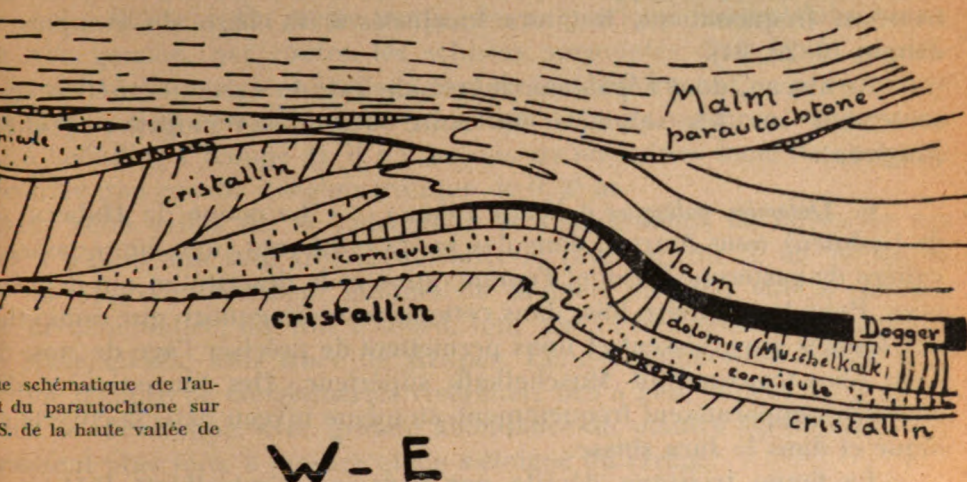
Enfin, la grosseur des grains des grès diminue du bas en haut de la série. Fréquemment, la base est un véritable conglomérat contenant des galets arrondis de roches cristallines.

2. *Les schistes verts.* — Au-dessus des grès on trouve parfois des schistes ne dépassant pas trois mètres d'épaisseur. Nous ne les connaissons en dehors du secteur entre la Kander et la Lütchine (de Gastern à St. Steinalp). Ce sont des schistes argileux, onctueux et compacts, contenant souvent des cristaux de pyrite. Des schistes semblables apparaissent aussi dans un niveau plus haut ; ils sont alors d'âge plus jeune et se trouvent intercalés à des schistes rouges du Keuper.

3. *Les cornieules.* — Les cornieules sont assez rares dans la zone autotone septentrionale. Elles prennent une certaine importance à l'extrémité du massif seulement, dans la zone comprise entre Gastern et la Lütchine. Ces cornieules semblent dues en partie à l'action du dynamo-métamorphisme. Le croquis (fig. 19) représente schématiquement les conditions stratigraphiques et tectoniques visibles dans la haute vallée de Gastern, entre Dolden et la paroi du Kanderfirn. On voit que la cornieule est localisée sous les calcaires dolomitiques et qu'elle diminue de puissance à mesure qu'on s'éloigne du coin de roches cristallines détachées par la masse parautochtone. L'aspect bréchoïde de la cornieule et sa localisation autour d'un accident tectonique indiquent l'influence de la pression sur la naissance de cette roche. Nous avons recueilli ici des échantillons splendides de dolomie bréchoïde ainsi que des échantillons de calcaire callovien pyritisé et de calcaires argoviens ren-

eux. Sous la paroi du Kanderfirn, le Callovien et l'Argovien reprennent spect normal.

Il est certain qu'une prédisposition lithologique est nécessaire, puisque la cornieule se trouve constamment à la base seulement de la paroi dolomique.



schématique de l'autochtone sur S. de la haute vallée de

b) TRIAS MOYEN (Muschelkalk)

Le Trias moyen est formé de plusieurs assises dolomitiques qu'on n'observe pas toutes en chaque endroit, mais qui se superposent de la façon suivante :

Calcaires dolomitiques en bancs minces. — Ces calcaires en bancs minces, où on les trouve, sont à la base d'une assise de gros bancs dolomitiques, qui domine en parois. C'est cette coupure stratigraphique bien nette qui nous incline à attribuer ces dolomies à bancs minces au Muschelkalk inférieur, les dolomies supérieures (Rötdolomit) au Muschelkalk moyen (Hauptdolomit).

À l'endroit où les premiers bancs de dolomies recouvrent directement les grès, on peut observer le passage graduel des grès aux dolomies. Un exemple de cela se voit dans la vallée d'Erstfeld. De très minces couches de grès alternent avec de fins rubans gréseux à grains de quartz ; la dolomie domine ensuite et peu à peu les intercalations gréseuses disparaissent. Cette dolomie, finement répartie dans ces dolomies, détermine l'aspect souvent schisteux des bancs. Des schistes noirs peuvent s'intercaler entre les bancs dolomitiques.

L'ensemble des bancs minces du Muschelkalk inférieur est bien développée dans la région comprise entre l'Aar et la Reuss; il figure dans les coupes de Birchlaualp, Wendenjoch, Schlossbergglücke, Auf den Bördern.

5. *Les calcaires dolomitiques en gros bancs.* — C'est le niveau le plus connu du Trias, celui qu'on appelle « Rötidolomit ». Des concrétions siliceuses trouvent fréquemment, toujours localisées à la base du complexe (voir les coupes 10, 22, 24).

Ce niveau, dont l'épaisseur maximale est de soixante mètres, manque seulement sur les sommets de notre région (Windgälle, Wetterhorn, Jungfrau).

6. *Dolomies oolitiques à Natica gregaria.* — La coupe de Habern (vallée de Gadmen) nous fournit, dans des bancs oolitiques, une faune assez particulière de gastéropodes dont l'énumération et la description ont déjà été données. Pour la première fois, dans cette série sédimentaire que nous étudions, des fossiles apparaissent et nous permettent de préciser l'âge de nos dépôts. Nous nous trouvons au Muschelkalk supérieur. Des formations oolitiques analogues apparaissent fréquemment au même niveau dans la cuvette germanique et dans le Jura suisse.

La faune triasique décrite par PAULCKE (*Centralblatt* 1911, p. 16) d'Innertkirchen, provient aussi du sommet de la paroi dolomitique; mais elle est différente de celle de Habern et ne se trouve pas dans un calcaire oolitique. A Rigslisflüh, près de Innertkirchen, le niveau correspondant à ces oolites de Habern a un aspect bréchoïde. Dans ces deux endroits, les couches oolitiques sont surmontées d'un calcaire dolomitique rouge.

Vers l'E., nous avons pu suivre les dolomies à gastéropodes jusqu'à Birchlaualp. A cet endroit, la roche devient siliceuse, ne montre jamais d'oolites et les fossiles apparaissent surtout à la surface des bancs. Plus loin les gastéropodes disparaissent. ROHR a trouvé récemment (*Bibliogr.* 45) des calcaires à Trochites plus à l'E., au Mettlenberg.

c) TRIAS SUPÉRIEUR (Keuper).

1. *Schistes à Equisetum et schistes quartzeux rouges.* — A première vue, deux complexes schisteux paraissent fort différents l'un de l'autre; mais après avoir étudié les transformations des schistes noirs de la vallée de Lauterbrunnen, le seul endroit où ils existent, un parallélisme paraît justifié entre les schistes rouges et ces schistes noirs. Leur disposition est d'ailleurs tout à fait la même. L'un et l'autre sont intercalés entre les deux niveaux siliceux et se superposent directement au Muschelkalk.

Les schistes à *Equisetum* de la rive gauche de la Lütchine sont eux et contiennent beaucoup d'*Equisetum*, tandis que, sur la rive droite de la même vallée, ils sont plus siliceux et ne contiennent pas trace de *Equisetum*. Ici la silice augmente du N. vers le S., de Stechelberg à Stufenalp, mais d'une façon si progressive, qu'on ne peut pas dire où les schistes noirs finissent. En même temps, des colorations rouges s'observent. Sur la rive gauche, par contre, les schistes, surmontés d'un banc quartzitique, gardent leur caractère argileux tout en se décolorant et en se réduisant à disparition complète. Dans la coupe 5 b, ils mesurent encore un mètre; à Schafläger (coupe 4), il n'y a plus qu'un mince banc de quartzite recouvrant une couche conglomératique de 0,30 m.

Dans cette vallée de la Lütchine, les changements de faciès de ces schistes à *Equisetum* sont très significatifs et révèlent, du S. au N. de la vallée, un approfondissement graduel de la mer. En effet, sur le versant sud de cette vallée, on voit d'abord, tout au S., le Bajocien transgresser le Muschelkalk, sans trace de Keuper. Celui-ci apparaît, à Schafläger, sous forme d'abord de conglomérats riverains; peu à peu, vers le N., le faciès des schistes se développe, avec grande abondance de plantes équisétacées qui disparaissent plus loin, à mesure qu'on s'éloigne du rivage.

Les schistes rouges apparaissent brusquement en deux endroits: à Birchalp (coupe 22) et dans le Bockitobel (coupe 33). — Leur base est formée par un véritable quartzite qui ressemble fort à celui auquel passent un peu les schistes noirs de la rive droite de la Lütchine, au-dessus de Stechelberg. Aux deux endroits les schistes rouges sont conglomératiques à la base, contenant des galets arrondis, formés d'une matière plus argileuse que la pâte, mais de nature analogue.

2. *Dolomies et schistes rouges supérieurs.* — Le banc quartzitique qui termine la partie supérieure, le complexe des schistes noirs à Stechelberg, est recouvert de bancs dolomitiques surmontés de schistes dolomitiques rouges (couches bariolées). Les dolomies rouge-orange de Innertkirchen reposent sur les dolomies fossilifères du Muschelkalk supérieur, correspondent à ce niveau; elles représentent seules le Keuper de Innertkirchen.

§ 3. — Le Rhétien.

Le Bajocien autochtone de la vallée de Lauterbrunnen repose soit sur les dolomies, soit sur un ensemble de schistes et de quartzites lünachelliques.

Ce sont ces derniers qui contiennent une faune caractéristique de pe lamellibranches. Mais malheureusement ce faciès siliceux ne se développe qu'en un seul endroit, à Obersteinberg, sur la rive gauche de la vallée. Outre, il s'y trouve tectoniquement disloqué, de sorte que le passage entre les dolomies et le complexe siliceux ne peut être observé. Cette faune Rhétien siliceux, décrite à propos de la coupe 4 (p. 13) indique probablement un dépôt lagunaire qui se serait formé dans une dépression de la surface du massif hercynien. Nous reviendrons sur le Rhétien dans le chapitre concernant les relations entre la tectonique alpine et la tectonique antéalpine du massif de l'Aar.

§ 4. — Aalénien (Lias supérieur). (fig. 20)

1. *Zone à Ludwigia Opalina*. — Il n'y a qu'un seul endroit, à Rigslis près Innertkirchen, où nous ayons pu trouver cette ammonite caractéristique. C'est dans un calcaire siliceux extrêmement dur, reposant sur le dernier banc dolomitique du Keuper. Epais de 0,20 m. seulement, ce banc, riche en particules dolomitiques, renferme essentiellement des lamellibranches. La seule empreinte de *Ludwigia opalina*, suffisamment typique, a été le résultat de longues recherches. (ROHR, dans sa récente étude, signale aussi *Ludwigia opalina* dans cette région). On trouve par contre un grand nombre de :

Pleuromya tenuistria, Ag.

Mentionnons encore un exemplaire fort beau de :

Cardinia konincki, Chap. et Dew.

et le moule du crochet d'une très grande *Lima* sp.

Les deux bancs calcaires qui suivent ne fournissent pas d'ammonites, mais une faune de lamellibranches les classant dans la zone à *Ludwigia opalina*. Ces bancs, mesurant 0,60 m. à Rigslisfluh et atteignant 1,2 m. à Niedersürenen, diffèrent fortement du mince banc précité. C'est un calcaire spathique bitumineux, rappelant par son odeur fétide le Stinkkalk toar du Jura, et contenant des inclusions globulaires de dolomie jaune. Il se trouve dans la région entre la Reuss et l'Aar. Voici sa faune :

Trigonia sp. (moule).

Ceromya sp.

Pecten pumilus, Lamarck.

Hinnites abjectus, Phil.

Pecten lens, Sow.

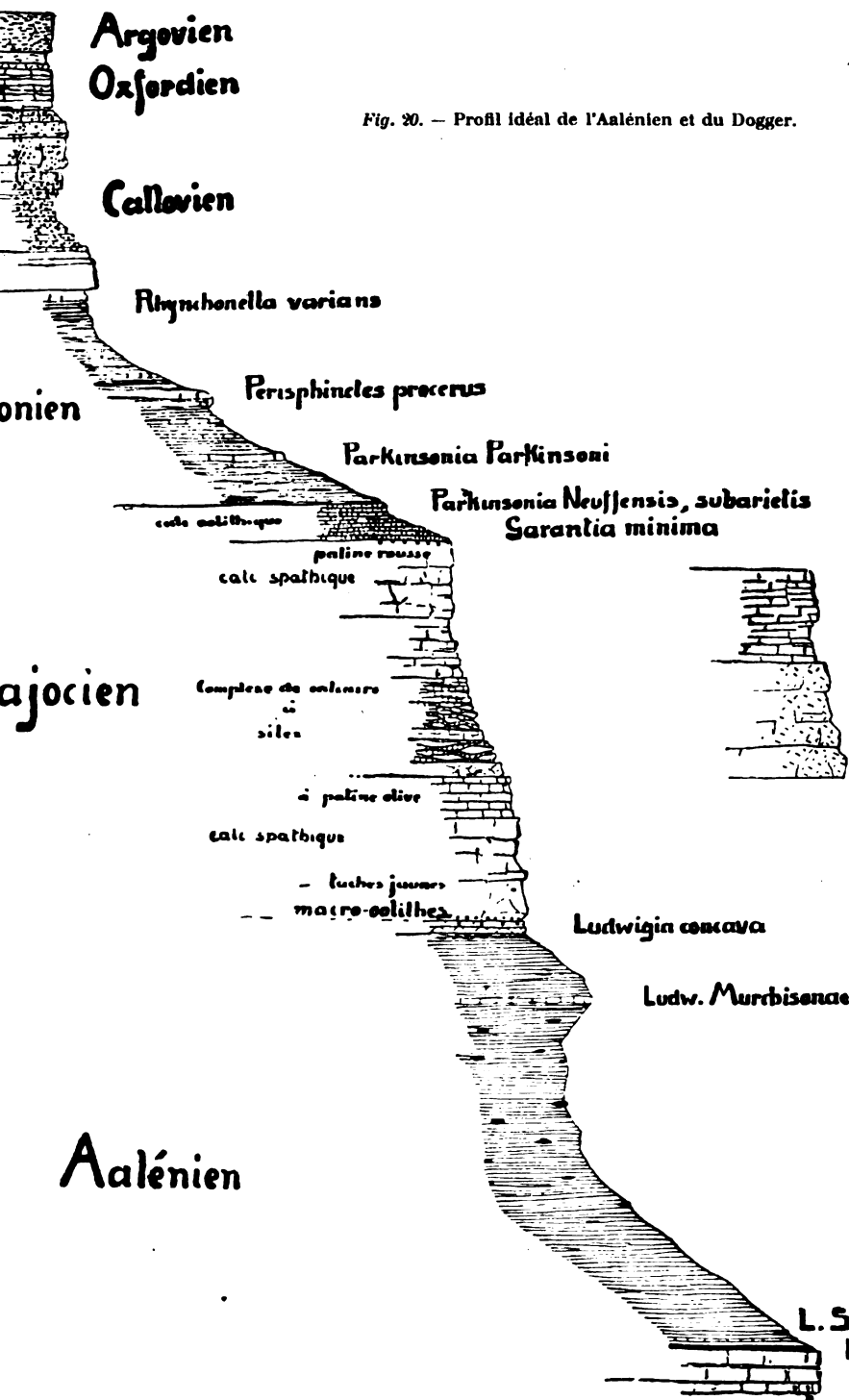


Fig. 20. — Profil idéal de l'Aalénien et du Dogger.

Entolium Gingense, Quenst.
Inoceramus Fittoni, Morr.
Modiola Sowerbyana, d'Orb.
Pleuromya tenuistria, Ag.
Rhynchonella plicatissima, Quenst.
Pholadomya reticulata, Ag.
Pholadomya fidicula, Ag.
Terebratula sp.
Lima sp.

2. *Zone à Ludwigia Opalina et Ludwigia Costosa*. — La couche où deux ammonites se trouvent réunies est épaisse de 0.15 m. seulement. est calcaréo-schisteuse et représente le passage entre les calcaires spathiques à *Pecten pumilus* et les schistes noirs qui la recouvrent.

Les trois exemplaires de *Ludwigia opalina* que nous avons trouvés dans cette assise intermédiaire appartiennent à *L. opalina* var. *compta*. Elle est caractérisée par l'absence presque complète de stries d'accroissement et par le développement de côtes très fines en grand nombre.

L. costosa est caractérisée par une sculpture très prononcée et se distingue de *L. Murchisonae* par sa coupe plus élégante et ses flancs presque parallèles. Une mutation de *L. costosa*, à tours très bas et coupe carrée, peut être considérée comme correspondant au *Grammoceras costosum*, Hoffm.

Il est probable que ces schistes calcaires accompagnent toujours les calcaires spathiques « opaliniens » ; nous les avons vus seulement à Riggelhüh où ils contiennent beaucoup de fragments dolomitiques et

Modiola Sowerbyana, Quenst.
Pecten cinctus, Sow.
Belemnites sp.

3. *Zone à Ludwigia Murchisonae*. — Le complexe de schistes noirs figure dans toutes les coupes à partir de la vallée d'Urbach jusqu'à la basse région du massif de la Windgälle, reposant soit sur les calcaires à *L. opalina*, soit sur les derniers bancs triasiques, appartient à cette zone. Grâce à la découverte d'une ammonite dans un mince banc calcaire de la base des schistes, une subdivision s'impose en

Niveau inférieur . à *Ludw. Sinon*, BAYLE = *Ludw. Murchisonae* var. *acutus*, Quenst.

Niveau supérieur . à *Ludw. Murchisonae*, Sow.

Ludwigia Sinon provient de Habern (coupe 21). Le calcaire dolomitique

uper est recouvert là par quelques centimètres de schistes noirs com-
à fragments dolomitiques qui contiennent de nombreuses coquilles
es de *Nucula*, *Leda*, *Gervillia*, *Astarte*, *Rhynchonella*. Ces schistes repré-
t la dernière trace de la zone à *L. opalina*.

Les mêmes fossiles ocreux se rencontrent à la base des schistes aalé-
de la vallée d'Erstfeld. Ils se trouvent sur un point seulement de la
de « Auf dem Bördern ». TOBLER (1900, Bibliogr. N° 12) cite le pre-
cette localité en décrivant les fossiles trouvés par lui. VAN DER PLOEG
suite retrouvée et encore actuellement on peut y récolter des fossiles.
les autres coupes de Auf den Bördern (31 a et b) qui sont situées
ssus, nous n'avons pas pu retrouver le niveau à fossiles ocreux.

La zone à *Ludwigia Sinon* de Habern apparaît au-dessus de ces schistes
x opaliniens. L'ammonite caractéristique a été recueillie dans un mince
calcaire qui est recouvert ensuite par une grande masse de schistes
(*L. Sinon* peut se trouver probablement aussi dans la zone 2 inférieure
paraît à Innertkirchen, d'après ROHR.).

Ludwigia Murchisonae se trouve également dans un mince banc calcaire
que. Mais celui-ci s'intercale au niveau supérieur des schistes noirs.
ne n'est bien développé que sur les flancs W. et S. du Schlossberg
es 27 et 28).

Il est évident qu'on ne peut pas séparer les deux niveaux à *L. Sinon* et
Murchisonae. La grande masse des schistes aaléniens (schistes opaliniens
BLER) qui débute dans la vallée d'Urbach et se termine à la Wind-
constitue, dans son ensemble, la zone à *L. Murchisonae*.

Les calcaires supérieurs des schistes aaléniens du Schlossberg con-
tent, outre l'ammonite caractéristique :

Pleuromya tenuistria, Ag.

Lima semicircularis, Goldf.

Pleurotomaria subdecorata, Munster.

Cormya alta, Ag.

Cyathophyllum sp.

Pholadomya Voltzii, Ag.

Pholadomya fidicula, Sow.

Pleuromya elongata, Munst.

Avicula Hersilia, d'Orb.

Pholadomya corrugata, K. & D.

Pholadomya Murchisoni, Sow.

4. Zone à *Ludwigia concava*. — Au point de vue lithologique et orogra-
e, cette zone fait déjà partie du complexe bajocien. Les premiers docu-

ments paléontologiques ont été trouvés dans le massif de la Windgälle (coupe 36) et ensuite dans la série supérieure de « Auf den Bördern » (coupe 31) se trouvent enfermés dans des calcaires spathiques, lumachelliques et tiques, placés à la base de la paroi du Bajocien. Le calcaire de la zone *L. concava* se distingue aussi extérieurement des calcaires bajociens par des bancs toujours minces. Sous cette forme, nous pouvons le suivre de le versant S.-E. du Titlis jusqu'à la Windgälle. Jamais il ne dépasse 0,8 m.

La coupe de Schlossbergglücke révèle un faciès tout à fait particulier c'est une lumachelle constituée presque entièrement de débris de

Pecten Personatus, Quenst. = *Pumilus*, Lam.

Monotis Elegans, Quenst.

Voici la liste des fossiles que nous avons trouvés dans la zone *L. concava*, à des endroits différents, mêlés à des fragments de *Ludlowia concava* :

Astarte minima, Quenst.

Cardium subtrigonum, Morr.

Lima semicircularis, Goldf.

Terebratula sphaeroidalis, Sow.

Rhynchonella acuticosta, Schloth.

Thracia curtansata, Morr.

Ceromya concentrica, Sow.

Phol. fidicula, Sow.

Pecten spathulatus, Roem.

Pleurotomaria punctata, Sow.

P. personatus, Goldf.

Lima pectiniformis, Schloth.

§ 5. — Dogger.

a) BAJOCIEN. — L'absence presque totale de fossiles ne permet pas de subdiviser le Bajocien avec autant de détails que l'Aalénien. Nous discuterons cependant :

1. *Zone noduleuse ou conglomératique.* — Dans l'intérieur du massif Bajocien transgresse sur le cristallin. Il n'y a cependant que très peu de points où l'on puisse observer la transgression elle-même (Windgälle, Röllingen). Mais son effet se fait sentir vers le N. Le Bajocien montre alors à sa base une formation soit conglomératique, bréchoïde avec des galets cristallins soit noduleuse avec de grosses oolites.

Sur la rive droite de la vallée de Lauterbrunnen où le Bajocien recouvre des dolomies triasiques supérieures, la formation détritique commence à Stenstalalp. Elle s'étend de là vers le S., en augmentant d'épaisseur. Le développement maximum de cette couche conglomératique est atteint dans le Stenstalalp où elle repose sur le cristallin lui-même.

À la base du Bajocien, dans la région de Wendengletscher (vallée de l'Emmenthal), où elle repose sur la dolomie triasique, est également détritique. Cette partie inférieure du Bajocien prend un développement spécial dans la vallée de la Reuss. On trouve là de véritables oolites à forme arrondie ou arrondie. Une coupe mince montre qu'elles sont constituées de couches concentriques. Dans leur centre, on trouve des fragments d'autres oolites brisées prises dans la masse des couches concentriques où s'intercalent aussi fréquemment des grains de sable; de petites druses microscopiques sont visibles entre deux couches successives.

Le niveau à macro-oolites forme le sommet de la zone à *Ludwigia* et il passe sans interruption à la paroi de calcaire spathique qui le recouvre. Les fossiles les plus fréquents sont des *Lima* et des *Pecten*. Ce niveau étant nettement détritique, nous le considérons comme la base du Bajocien, malgré l'absence d'organismes caractéristiques et sa liaison intime, en fait, avec l'Aalénien.

2. *Calcaires spathiques*. — La grande masse du Bajocien est un complexe de calcaires spathiques de composition variable. On peut les subdiviser en :

- a) calcaires spathiques avec ou sans inclusions dolomitiques.
- b) calcaires spathiques à grains de silice (microsilice).
- c) calcaires spathiques à rognons siliceux (silex).
- d) calcaires spathiques supérieurs à coraux.

C'est de cette façon que les anciens auteurs les classaient (BALTZER, *op. cit.*, bibliogr. 5, 12). Or, ces différents calcaires n'occupent pas du tout un espace constant. Les matières dolomitiques jaunes se trouvent naturellement à la base de la série qui repose souvent sur les dolomies triasiques elles-mêmes. A Riglisfluh, par exemple, près d'Innertkirchen, il y a une importante assise à éléments dolomitiques et à grains de quartz. Ces matières de silice se trouvent aussi dans les calcaires mouchetés que nous avons signalés dans les coupes de Stufenstalalp et de Rottal (coupes 9, 10, 11). Les rognons de silex apparaissent tantôt dans les bancs inférieurs (voir coupe 19), tantôt dans le milieu de la série (coupes 3, 30, 31). Ils peuvent aussi manquer du haut en bas du complexe (coupe 13) ou manquer complètement (coupe 7). Les fossiles sont très rares et incomplets dans les calcaires à rognons de silex.

Le niveau supérieur du Bajocien, généralement exempt de schistes, contient souvent des coraux. Mais leur présence n'est pas du tout limitée à ce niveau. On en rencontre aussi beaucoup plus bas (coupe 19) et ils peuvent occuper toute la série (coupe 41b).

Les niveaux distingués par les anciens auteurs ne se superposent pas d'une façon constante; ils peuvent avoir une valeur locale; leur désignation désigne bien des ensembles lithologiques, mais on ne peut baser sur eux une division en zones stratigraphiques.

b) BAJOCIEN-BATHONIEN. — Le sommet de la paroi bajocienne est recouvert par des couches calcaires de faible épaisseur, contenant une faune bajocienne-bathonienne. Aux extrémités du massif, ce niveau représente le Bathonien, mesurant 0,50 m. seulement d'épaisseur. Dans la partie médiane du massif se développe une terre schisteuse et marneuse bathonienne au-dessus de ces calcaires, qui deviennent alors oolitiques. Voici un tableau comparatif de ces couches qui sont à la limite du Bajocien et du Bathonien.

I.

Calcaire spathique jaunâtre ou roux sans oolite.

Existe sur les deux rives de la vallée de Lauterbrunnen, extrémité W. du massif. Les fossiles, nombreux par places, sont surtout des Brachiopodes.

Voici la liste des fossiles trouvés :

Parkinsonia ferruginea, Oppel.
Parkinsonia subparkinsoni, Wetzel.
Terebratula globata, Sow.
Terebratula Phillipsi.
Rhynchonella obsoleta, Sow.

A Gwasmert (extrémité E. du massif) les schistes bathoniens manquent aussi. Nous y avons trouvé un banc de 0,15 m. non oolitique, à

Garantia subgaranti, Wetzel.

II.

Calcaire spathique extrêmement riche en oolites.

Existe de la vallée d'Urbach à Ribbelshausen. Il y a peu de localités vraiment fossilifères. Les fossiles de la liste ci-dessous viennent tous de la vallée d'Erstfeld. On y trouve une grande quantité de Térébratulites souvent agglomérées en nids :

Garantia minima, Wetz.
Parkinsonia Neuffensis, Opp.
Parkinsonia subarictis, Wetz.
Belemnites giganteus (?).
Modiola gibbosa, Sow.
Gresslya peregrina, Phil.
Pholadomya deltoïda, Sow.
Terebratula globata, Sow.
Terebratula intermedia, Sow.
Terebratula Ferryi, Desl.

Il n'y a pas de doute que ces deux sortes de calcaires, malgré leur différence lithologique, ne représentent le même niveau stratigraphique. Bien que les mêmes espèces exactement n'aient pas été trouvées dans diverses régions du massif, les faunes sont semblables; partout dominent les Brachiopodes.

c) BATHONIEN. — Le niveau inférieur du Bathonien débute donc par les roches oolitiques que nous venons de décrire. Au-dessus, cet étage se compose d'un ensemble de schistes et de bancs calcaires qu'on peut subdiviser en zones paléontologiques.

1. *Zone à Parkinsonia Parkinsoni*. — Les premiers schistes recouvrant les roches oolitiques sont gris, à surface rugueuse, se décomposant en une roche argileuse. Les ammonites, très nombreuses, sont assez mal conservées, de petite taille ; elles sont néanmoins caractéristiques, nettement différentes des espèces de la zone précédente. Nous les attribuons à :

A. *Parkinsoni planulatus*, Quenst. pl. 71/19.

A. *Parkinsoni inflatus*, Quenst. pl. 73/22.

Quelques empreintes de formes plus grandes, indéterminables, appartiennent plutôt à des *Perisphinctes* (ou *Oppelia*?). Le niveau supérieur des schistes, terminés par un banc calcaire, contient :

Stephanoceras linguiferum, d'Orb. de très petite taille.

Posidonomya, sp. en grande quantité.

Pecten vagans, Morr.

Cypricardia Bathonica, d'Orb.

ROHR a trouvé, dans la vallée de Gadmén, *Oppelia aspidoides* (voir fig. 45).

2. *Zone à Perisphinctes Procerus*. — Même alternance de bancs calcaires et de schistes. Mais les schistes sont noirs, à surface lisse et brillante, les bancs calcaires sont durs, spathiques, rarement oolitiques. C'est dans ces derniers qu'on voit de nombreuses ammonites, difficiles à extraire :

Perisphinctes procerus, Seeb.

Perisphinctes aurigerus, Popov.

Perisphinctes Martinsi, d'Orb.

Les schistes, à veines blanches de calcite, renferment :

Trigonia impressa, Sow.

Cerithium echinatum, Quenst.

Astarte, *Pleurotomaria*, *Turbo*, *Nucula*.

3. *Zone à Rhynchonella Varians*. — Il n'y a que la coupe de Gwasmet qui permette de distinguer nettement cette zone. Partout ailleurs elle se confond avec la zone précédente. A Gwasmet existe un banc d'environ 0,50 m. entièrement constitué par des *Rhynchonella varians* ; cette couche repose, sans intermédiaire de schistes, sur le banc bajocien-bathonien à *Garantia subga-*

ranti. Les quelques assises oolitiques recouvrant le calcaire à Rhynchonella de Gwasmets sont peut-être encore bathoniennes.

d) CALLOVIEN. — Le Callovien est représenté, dans tout le pourtour du massif de l'Aar, par un banc d'oolite ferrugineuse de 2-3 m. d'épaisseur. La couleur varie du rouge violet foncé au vert foncé. Les grandes variations d'épaisseur du Bathonien ne semblent pas avoir d'influence sur l'allure du Callovien. Celui-ci s'épaissit seulement à l'extrémité E. du bord septentrional du massif, dans la coupe de Gwasmets (Windgälle coupe 38), où il mesure 6 m. et devient presque noir. C'est à ce point aussi que l'Oxfordien atteint sa plus forte épaisseur, tandis que le Bathonien y est réduit au banc calcaire à *Rhynchonella varians*.

Le Callovien est réduit à zéro, sans doute grâce à des émergences et à des transgressions, dans un des replis du centre du massif, au-dessus de la coupe du Gleckstein (replis Krinnefirn-Rottal).

La faune du Callovien est très riche, mais souvent difficile à extraire. Elle est suffisamment décrite par TOBLER, Alb. HEIM, W. STAUB.

e) OXFORDIEN. — L'Oxfordien n'est développé que dans le massif de la Windgälle où il se superpose au Callovien exceptionnellement épais. Il a une épaisseur lui-même jusqu'à 1,60 m. d'épaisseur, se présentant sous forme de calcaire roux rubané et contenant des ammonites caractéristiques. Pour leur description et leur énumération nous renvoyons aux travaux de TOBLER et W. STAUB (Bibliogr. 12 et 19). Ce sont de nombreuses espèces de *Perisphincta* de grande taille (*plicatilis*, *promiscuus*).

f) ARGOVIEN. — Sauf dans le massif de la Windgälle, où l'Oxfordien se superpose au Callovien, c'est l'Argovien qui recouvre directement ce dernier. Il est constitué de calcschistes bleus à taches jaunes (Schiltkalk). On y trouve fréquemment des empreintes d'ammonites indéterminables, des belemnites et des fragments d'oursins (*Cidaris* sp.). Ces calcschistes ne dépassent guère 2 m. d'épaisseur.

Par dessus tous ces terrains, qui font l'objet de notre étude, repose l'importante masse du Malm, submergeant définitivement la surface cristalline du massif de l'Aar.

CHAPITRE III

Comparaison des coupes.

A) Explication de la planche 1.

La série de coupes que nous venons de relever le long du bord septentrional du massif de l'Aar ne donne pas seulement des indications sur la stratigraphie des sédiments autochtones, mais aussi sur les conditions tectoniques du massif cristallin pendant que ces sédiments se sont déposés. A cet effet de vue, aucune des coupes, prise isolément, ne nous renseigne.

Un coup d'œil sur la disposition géographique du bord septentrional (fig. 21) sur lequel ont été relevées nos diverses coupes, nous montre que ces coupes ne sont pas alignées sur une ligne droite le long du massif, mais qu'elles sont déplacées les unes par rapport aux autres — ou par rapport à n'importe quelle ligne de référence que nous choisissons.

Ce déplacement relatif est d'une grande importance pour nous; il faut trouver un moyen de l'indiquer pour chaque coupe, tout en indiquant aussi l'aisseur des éléments stratigraphiques composant la coupe. Il faudrait pouvoir comparer simultanément la composition et la position de chaque coupe par rapport à chacune des autres.

A cet effet nous choisissons (voir fig. 21) une ligne de référence LR, passant par nos coupes les plus méridionales, c'est-à-dire celles qui se trouvent

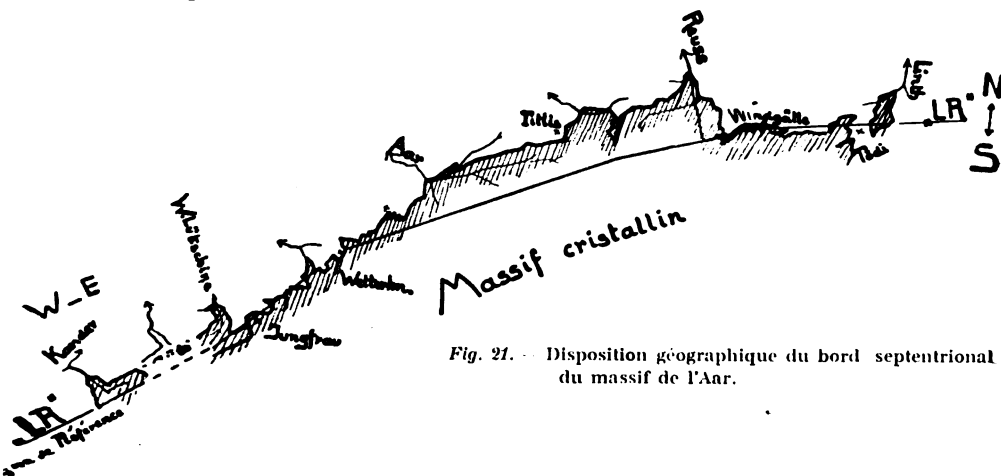


Fig. 21. — Disposition géographique du bord septentrional du massif de l'Aar.

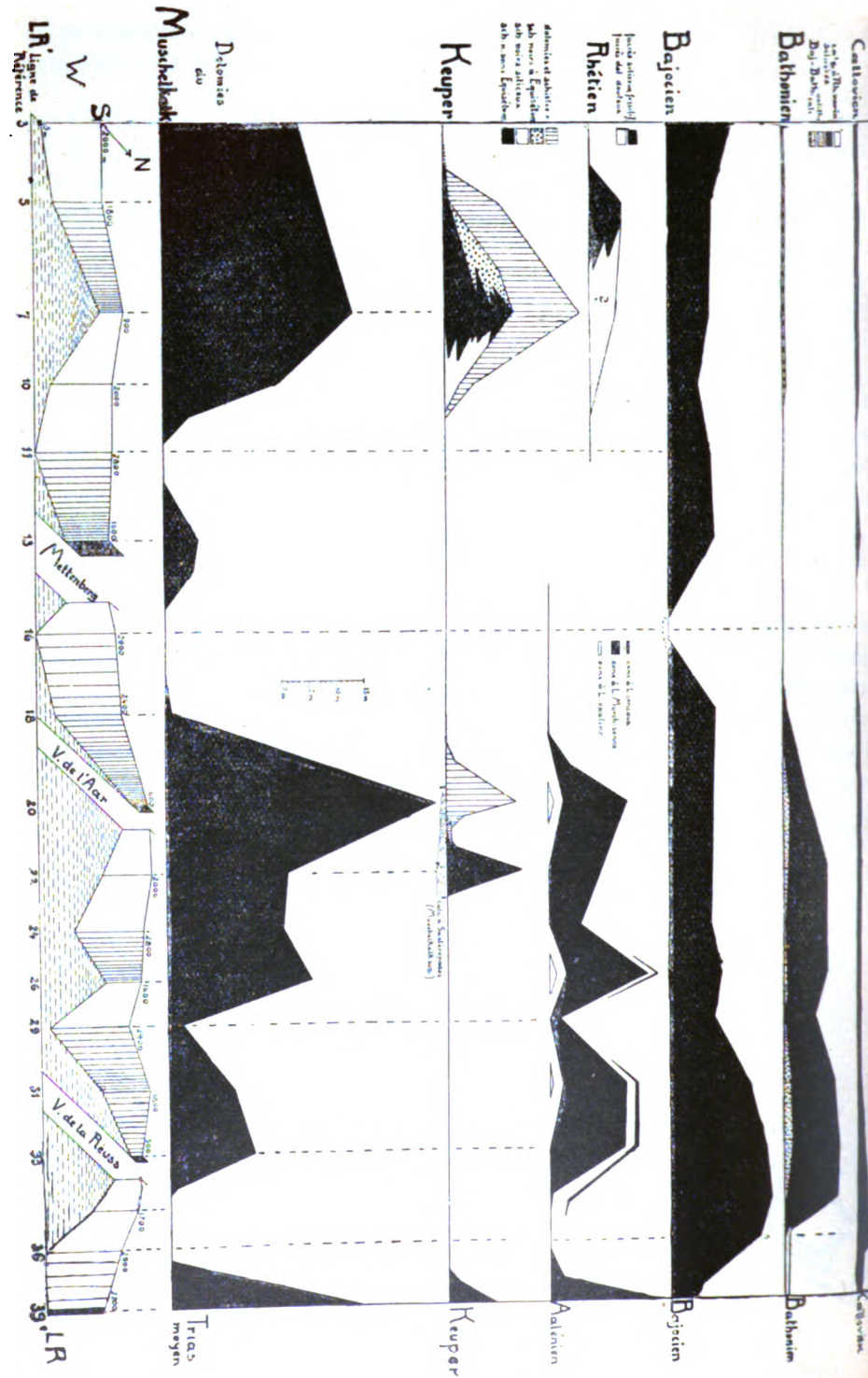


Planche 1

is l'intérieur du massif bordier. Comme le plongement général s'effectue S. vers le N., cette ligne de référence méridionale passe par les points les plus élevés de la couverture sédimentaire du massif, telle que l'érosion nous l'a conservée.

Ce sont, de l'W. vers l'E., les points suivants :

Rottal (2800 m.).	Krinnefirn (2900 m.).	Gwasmets (2900 m.).	Biferten (2500 m.).
coupe 11	coupe 17	coupe 38	coupe 40

Sur la planche 1 nous représentons cette ligne par une droite W.-E., et au bas de la planche. Puis, sur un plan horizontal, partant de cette ligne de référence qui figure en même temps le niveau de la mer, nous disposons les coupes les plus importantes (3, 5, 7, ...) en indiquant leur déplacement vers le N. par une distance proportionnelle à partir de la ligne de référence.

Nous obtenons donc un stéréogramme à la partie inférieure de la planche 1, montrant nettement la position de chaque coupe.

On voit au premier coup d'œil que leur altitude est d'autant plus basse qu'elles sont situées plus au N., à plus grande distance de la ligne de référence, ceci à cause du plongement général du massif vers le N.

Au-dessus de ce stéréogramme conducteur, donnant la position de chaque coupe, nous indiquons pour chacune l'épaisseur de chaque niveau séparément, pour mettre en évidence leur variation. Les numéros des coupes, correspondant aux numéros sous lesquels elles sont décrites dans le chapitre premier, se trouvent verticalement sous chaque coupe et sont indiqués visuellement le long de la ligne de référence LR.

On saisit facilement ainsi à la fois la position et la composition de nos coupes.

B) Interprétation de la planche 1.

En examinant la planche décrite ci-dessus on remarquera une RÈGLE GÉNÉRALE :

Chaque fois qu'on se déplace du S. vers le N., l'épaisseur de la couverture sédimentaire augmente, fait déjà connu en plusieurs points particuliers, mais on le signale pour l'ensemble.

Les points de plus grande épaisseur, pour presque tous les niveaux, sont situés dans le fond des vallées (voir composition des coupes 7, 13, 20, 32).

En vérifiant cette règle générale on s'apercevra que :

1. En partant de l'W. vers l'E., sur la ligne de référence, donc le long

de la zone la plus dépourvue de sédiments, l'épaisseur de la couverture sédimentaire diminue progressivement, puis, du côté de l'extrémité E., augmente de nouveau.

2. Dans l'espace compris entre le bord septentrional et la ligne de référence apparaissent des anomalies stratigraphiques, se résumant de la façon suivante :

a) Sur la rive gauche de la vallée de la Weisse Lüttschine, entre les coupes 3 et 6, apparaît et disparaît brusquement un calcaire siliceux à fossiles rhéodaniens.

b) Entre les coupes 20 et 24, de Innertkirchen à Birchlaualp, les marnes rouges du Keuper diminuent fortement d'épaisseur (15 m.-1 m.). À Birchlaualp, elles passent subitement à une série importante de schistes rouges qui, à leur tour, disparaissent au delà de Birchlaualp.

c) A la Windgälle (coupes 37, 38), alors que les sédiments du Trias Bathonien diminuent fortement du N. au S., conformément à la règle générale de la sédimentation du bord septentrional, l'oolite callovienne s'épaissit au contraire jusqu'à trois fois son épaisseur habituelle et se montre recouverte de couches oxfordiennes qui ne sont développées que dans cette région.

La règle générale et les deux constatations subséquentes que nous avons formulées à l'aide de la planche 1, conduisent aux conclusions suivantes :

Si tous les sédiments, à l'exception de quelques cas anormaux, diminuent d'épaisseur ou disparaissent même complètement du N. vers le S., il est évident qu'une partie du massif de l'Aar émergeait à l'époque de leur dépôt. Cette terre émergée, s'élevant sans doute de très peu au-dessus du niveau de la mer, devait s'étendre tout le long du bord septentrional actuel du massif de l'Aar. Comme les sédiments triasiques obéissent déjà à la règle générale, cette disposition paléogéographique est antétriasique — fait déjà constaté.

Dans le chapitre II, en décrivant les grès, qui représentent le premier terme de la transgression triasique discordante sur le massif cristallin carbonifère, nous avons dressé un tableau de ces grès. On voit que les éléments grossiers qui les composent souvent se trouvent toujours accumulés au S., là où l'appauvrissement général des sédiments fait supposer l'existence d'une terre émergée (La composition des grès confirme donc l'antétriasique ou hercynien de ce bombement).

D'autre part, si la sédimentation est plus forte aux deux extrémités W. et E. (point 1), il faut admettre qu'en ces deux extrémités cette ride hercynienne s'efface. En ce qui concerne l'extrémité W. nous pouvons nous baser encore sur les études de SWIDERSKI, qui démontre l'existence de sédiments

ques sur le dôme descendant de Hockenhorn vers le Lœtschenpass (Bibliogr. 35).

Comme la région où les sédiments ont l'épaisseur la plus réduite se place le plus près de l'extrémité W. du massif de l'Aar, c'est-à-dire dans la région Krinnefirn (sous le Wetterhorn)-Rottal (sous la Jungfrau), on peut penser que l'abaissement sera plus rapide du côté de l'extrémité W. L'énorme épaisseur de grès accumulée dans la région du Lœtschenpass, signalée par les auteurs (Bibliogr. 29), trouverait ainsi son explication.

Les anomalies stratigraphiques que nous avons résumées sous le chiffre 2, sont le résultat de complications de la surface hercynienne. Celle-ci ne s'abaissait pas régulièrement de toutes parts, mais se montre au contraire assez acci-

dentée. Nous reprendrons dans le chapitre suivant l'étude détaillée de ces anomalies.

CHAPITRE IV

Les anomalies stratigraphiques des dépôts autochtones et leur cause probable.

L'examen de notre tableau schématique (planche 1) vient de nous révéler quelques anomalies dans l'allure générale des sédiments. Etudions maintenant ces exceptions de plus près.

a) Le Rhétien de la vallée de la Lûtschine (Lauterbrunnen).

Le premier cas que nous avons cité est celui du Rhétien de Lauterbrunnen, qui apparaît pour la première fois dans notre coupe 4, sur le versant de Obersteinberg. Mais, lorsqu'on veut suivre ce Rhétien le long du versant qui tourne graduellement vers le N., on constate la disparition de la série facies lumachellique rappelant cet étage. Le Bajocien transgresse alors les calcaires dolomitiques dont on ne peut savoir l'âge exact.

Nous avons vu (fig. 4, chap. I), de quelle façon le Rhétien apparaît sur le versant de Obersteinberg. Le Rhétien est donc replié sur lui-même, contenant une série triasique encore une fois doublée. Nous suivons donc sur le versant d'Obersteinberg, dirigé S.W. - N.E., l'axe du pli rhétien, le long duquel, au moment où nous tournons davantage vers le N., passe au vide. Il est intéressant de voir que la série inférieure au pli rhétien, se compose de sédiments du Muschelkalk et du Keuper, *ne contient pas trace de dépôts rhétiens*. Par rapport à cette série inférieure, en déroulant les plis du Rhétien se placerait sans doute normalement plus au S. Puisque la série inférieure, normalement plus au N., ne contient pas de Rhétien, il faut admettre que celui-ci se déposait au S. le long d'une limite sensible S.W.-N.E., limite que les sédiments rhétiens ne dépassent pas vers le N. Nous attribuons cette localisation du Rhétien à une dépression de la surface cristalline à l'époque rhétienne. Les détails de cette dépression échappent à l'observation.

Une dépression semblable paraît avoir existé au fond de la vallée de Gaden, région dont nous présentons une vue schématique (fig. 19, chap. II). Cette dernière dépression est peut-être moins profonde et elle ne montre pas d'hercynien, mais une faible couche de Keuper (coupe 2). C'est plutôt sa terminaison en pointe qui nous a fait penser à un cas semblable ; tout se passe en effet si, grâce à cette dépression hercynienne, la série sédimentaire avait été réservée là d'un arrachement complet par le mouvement rasant du substratum. La découverte de galets roulés de porphyre à la base des schistes en pointe, galets que nous avons vainement cherchés ailleurs, sur toute la surface de Dolden, semble confirmer l'existence d'un petit sillon hercynien.

b) Le Keuper de Birchlaualp et de Bockitobel.

La deuxième anomalie que nous avons relevée dans la distribution des schistes le long du bord septentrional du massif de l'Aar, est celle des schistes rouges keupériens de Birchlaualp, dans la vallée de Gaden, à l'E. de Bockitobel.

Ces schistes se présentent sous forme d'une immense lentille s'effilant vers l'E. et vers l'W. La coupe 22 (p. 27), est prise à peu près au milieu de la lentille ; elle représente son développement maximal.

Il est intéressant de suivre plus minutieusement la naissance du gisement lenticulaire en question (fig. 22).

Commençons à l'W. du sentier qui conduit de Birchlaualp au Sätteli, à l'E. aussi de schistes du Keuper.

COUPE a. — Dans les pentes herbeuses nous relevons, recouvrant le socle de la grande masse de Rœtidolomit :

1. Calcaire dolomitique très compact dont la surface est parsemée d'un grand nombre de *Gastéropodes* et de quelques *Lamellibranches*.

Parmi ces fossiles, invisibles pour la plupart sur les cassures fraîches, nombreux sont ceux que l'action atmosphérique a dégagés de la roche. Ils appartiennent aux genres

Natica, *Cælostylina*, *Turbonilla*,

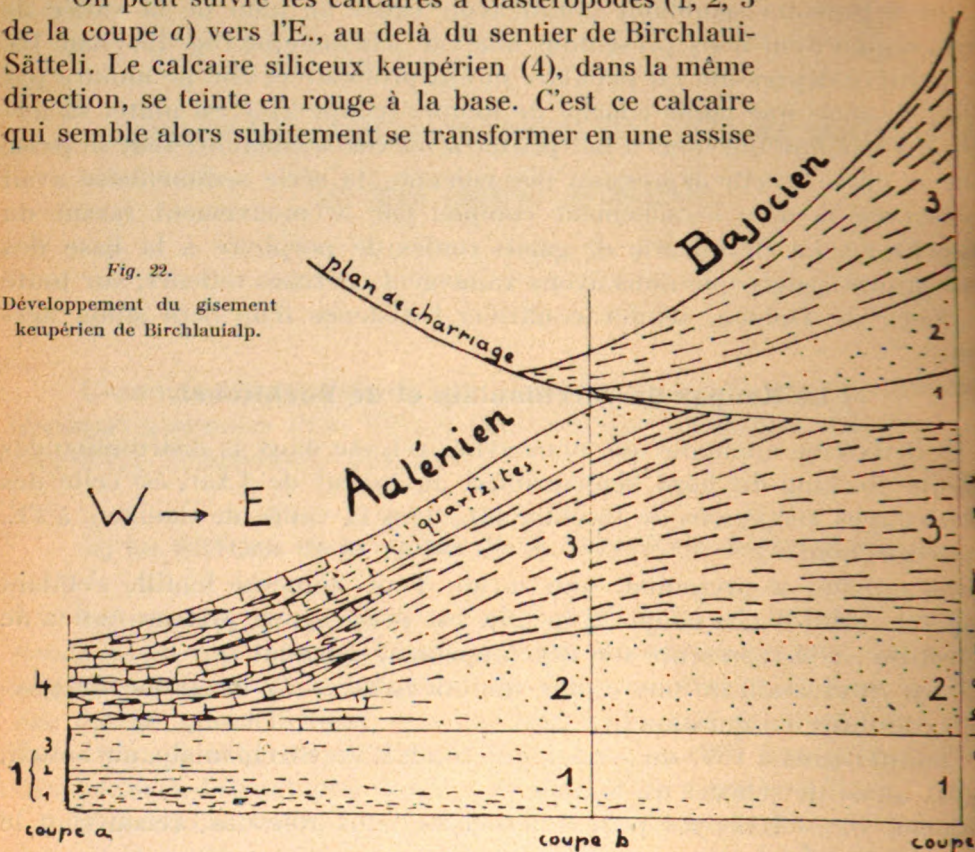
et probablement aux mêmes espèces que celles fournies par la coupe 21 de Habern, située à quelques kilomètres plus à l'W.

Muschelkalk supérieur 0.80 m.

2. Calcaire dolomitique stérile 0.20 m.
3. Calcaire dolomitique avec traces de *Gastéropodes* de mêmes espèces mais moins nombreuses, tiges d'*Encrines* indéterminables 1.— m.
4. Calcaire dolomitique roux sableux, à débris de silex blancs, irréguliers et saillants ; quelquefois, dans le niveau inférieur, tout le banc devient siliceux, Keuper 2.— m.
5. Schistes noirs, Aléniens 15.— m.

On peut suivre les calcaires à Gastéropodes (1, 2, 3 de la coupe a) vers l'E., au delà du sentier de Birchlaui-Sätteli. Le calcaire siliceux keupérien (4), dans la même direction, se teinte en rouge à la base. C'est ce calcaire qui semble alors subitement se transformer en une assise

Fig. 22.
Développement du gisement
keupérien de Birchlaualp.



de schistes rouges siliceux. La partie supérieure du banc siliceux, en contact avec les schistes noirs aaléniens, se transforme en un véritable quartzite couronnant ces schistes rouges. En voici d'ailleurs la coupe.

COUPE b.

- | | | |
|---|-----------------------|---------|
| 1. Calcaire dolomitique d'une teinte un peu violacée, à Gastéropodes souvent méconnaissables et peu nombreux. | Muschelkalk supérieur | 2.— m. |
| 2. Quartzite verdâtre, Keuper | | 2.50 m. |
| 3. Schistes siliceux rouges, Keuper | | 4.— m. |
| 4. Dolomie et quartzite, Keuper. | | 1.— m. |
| 5. Aalénien écrasé. | | |

Encore plus à l'E., on peut faire une troisième coupe :

COUPE c.

- | | |
|--|--------|
| 1. Dolomie rougeâtre violacée, sans Gastéropodes visibles, correspondant cependant sans doute au Muschelkalk supérieur | 2.— m. |
|--|--------|

2. Banc de quartzite, Keuper	2.50 m.
3. Schistes rouges quartzeux, Keuper	5.— m.

Le tout est recouvert ici par une seconde série charriée :

1. Dolomies, Muschelkalk.
2. Quarzites, Keuper.
3. Schistes quartzeux rouges, Keuper.
4. Calcaire spathique, Bajocien.

Ici, l'Aalénien est écrasé complètement et manque jusqu'à l'extrémité E. sement de schistes keupériens; le Bajocien et le Bathonien, eux aussi, souvent réduits à une faible épaisseur.

(On ne sait pas exactement comment le Keuper se termine plus à l'E. lométre plus à l'E., au dessus de Alpiglen, l'Aalénien repose déjà directement sur les dolomies du Muschelkalk.

D'autre part, si, de Birchlaualp, nous suivons les sédiments du Keuper Muschelkalk supérieur vers l'W., à partir de la coupe *a*, nous verrons

Les dolomies siliceuses du Keuper, assise 4 de la coupe *a*, perdent d'abord silice et s'amincissent encore. Elles sont bien reconnaissables à Habern (e 21), où elles mesurent 1 m., formées par de minces bancs réguliers couleur jaune très vive, finement dolomitiques. Ces calcaires sont recouverts immédiatement par les couches aaléniennes, et reposent eux-mêmes sur le Muschelkalk supérieur à Gastéropodes.

Encore plus à l'W., à Innertkirchen, ces calcaires dolomitiques prennent une épaisseur de 15 m. sans changer beaucoup d'aspect; c'est un calcaire entièrement dolomitique, très dur, de couleur rouge. Il est recouvert également par les couches aaléniennes où le niveau à *Ludwigia opalina* est largement représenté.

Plus à l'W., les calcaires dolomitiques du Keuper peuvent être identifiés dans la vallée d'Urbach, puis ils disparaissent.

Les calcaires dolomitiques à Gastéropodes, assises 1, 2, 3 de la coupe *a* se trouvent vers l'W., à Habern également, sous les dolomies très jaunes du Keuper. Mais, ce calcaire a subi une grande *déformation lithologique*; il est devenu complètement oolitique, et contient un nombre considérable de oolites. Les oolites montrent dans leur centre des débris anguleux de calcite et des débris de coquilles.

A Innertkirchen, nous n'avons plus trouvé ni oolites, ni fossiles, mais le sommet de la paroi de Rötidolomit, correspondant à l'emplacement de ce niveau oolitique de Habern, devient gréseux. C'est probablement dans ce niveau que PAULCKE (Bibliogr. 17) a récolté les fossiles décrits par lui.

Il semble donc qu'une crête, immergée sans doute, ait séparé en deux bassins les eaux où se sédimentait le Keuper; dans l'un se déposait le calcaire dolomitique, dans l'autre les schistes rouges.

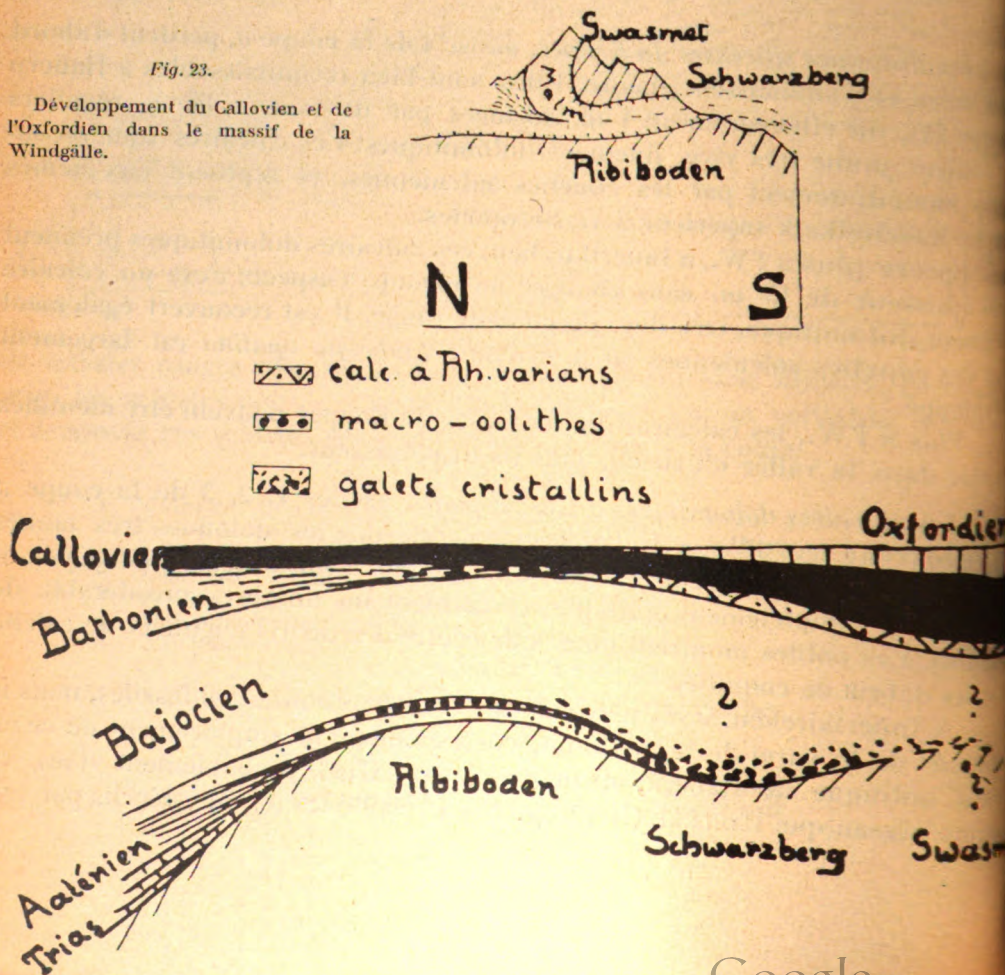
A 25 kilomètres à l'E. de Birchlaualp, au Bockitobel près d'Erstfeld (vallée de la Reuss), des schistes rouges tout à fait identiques réapparaissent dans un coin profond qui atteint presque le fond de la vallée. Il est très possible que ces schistes rouges aient été déposés également dans un sillon qui pourrait être le prolongement de celui de Birchlaualp.

c) L'Oxfordien de la Windgälle.

Le troisième cas où la répartition des sédiments ne répond pas à l'hypothèse d'un simple massif, partiellement émergé, mais dont la surface formerait un plan incliné régulièrement, descendrait dans le sein des eaux est celui de l'Oxfordien de la Windgälle.

Fig. 23.

Développement du Callovien et de l'Oxfordien dans le massif de la Windgälle.



Cet Oxfordien, que nous n'avons vu nulle part ailleurs sur le massif de l'Aar, apparaît sur le versant S. de la Windgälle et au front du repli de porphyre (coupe 38).

En le suivant dans le repli (coupe 37) puis dans une série autochtone adjacente (coupe 36), on le voit diminuer graduellement d'épaisseur et disparaître entièrement vers le N. Si maintenant nous suivons l'axe du pli de la Windgälle vers l'E., nous voyons également disparaître l'Oxfordien. Ce fait est déjà constaté par W. STAUB.

L'allure des couches calloviennes est, à la Windgälle, tout à fait analogue à celle de l'Oxfordien : où celui-ci existe, celles-ci s'épaississent et leur développement est simultané.

Il semble donc, qu'après sa grande extension au Callovien, la mer se retire à l'Oxfordien, pour n'occuper sur le massif de l'Aar qu'une sorte de dépression dans la région de la Windgälle, dépression semblable à celle qui existait déjà au Callovien (fig. 23).

Cette dépression existait-elle déjà antérieurement ? Les sédiments antérieurs au Callovien, sur l'emplacement de cette dépression callovienne, subissent tous des changements de faciès plus ou moins nets, Mais c'est surtout une réduction très forte de leur épaisseur, et rien ne prouve la présence d'un creux.

Le Bathonien argileux bathyal est remplacé par un mince banc calcaire d'innombrables *Rhynchonella varians* ; le Bajocien supérieur prend une couleur rousse, devient coralligène, tandis que sa grande masse inférieure subit sans modification. (L'Aalénien et le Trias ont disparu depuis longtemps).

CHAPITRE V

Histoire de la partie septentrionale du massif de l'Aar du Trias à l'Argovien

Tous les faits que nous avons analysés jusqu'à présent nous ont permis de conclure à l'existence d'un bombement antéalpin à l'emplacement du massif septentrional du massif de l'Aar. Nous étendons ainsi les conclusions auxquelles sont arrivés, il y a longtemps déjà, Alb. HEIM et W. STAUB pour le massif de la Windgälle, à l'ensemble du bord septentrional.

L'étude de certaines anomalies apparentes dans la distribution des sédiments nous a conduit à déterminer des ondulations secondaires dans le bombement qui semblait uniforme. Ces anomalies sont connues depuis longtemps aussi — mais elles n'ont jamais fait l'objet d'une étude comparative d'ensemble. Elles furent attribuées à l'action de l'érosion, tandis que nous les attribuons à des modalités différentes de la sédimentation, provoquées par le relief hercynien.

La question est assez délicate et il se pourrait que, tout en constatant une cause structurale hercynienne, l'érosion ait exagéré encore leur caractère « anormal ».

Quel est l'effet de l'érosion, quels sont les mouvements orogéniques qui ont influencé la sédimentation pendant tout le début de l'ère secondaire ?

Nous tâcherons de trouver une réponse à ces questions en étudiant l'histoire de la sédimentation du massif de l'Aar, telle que nous l'avons esquissée graphiquement déjà dans notre planche 3. Celle-ci montre que tout le début de l'ère secondaire, du Trias à l'Argovien, est caractérisé par une succession de transgressions et de régressions.

1. La transgression du Trias inférieur et moyen.

Les sédiments triasiques révèlent, aux alentours du massif de l'Aar, la première transgression marine sur le socle cristallin hercynien (d'âge cambrien).

a) EXTENSION DES SÉDIMENTS TRIASIQUES. — Les sédiments triasiques se trouvent en grande quantité sur le bord septentrional du massif de l'Aar. L'épaisseur diminue cependant graduellement vers le S. pour se réduire dans la zone Rottal-Krinnefurn-Windgälle dans laquelle, nous le rappellerons ici, tous les composants des Zwischenbildungen se montrent peu développés (voir chap. III).

Avec le Muschelkalk, la transgression triasique arrive à son extension la plus grande. Le Keuper montre déjà très nettement un mouvement de retrait de la mer.

b) LA SURFACE DE TRANSGRESSION. — Les premiers sédiments triasiques recouvrent le socle hercynien en discordance bien marquée sont des grès généralement peu épais. Nous avons vu (chap. II) que ces grès sont composés de matières détritiques empruntées au substratum cristallin et les débris les plus grossiers s'accumulent à proximité du rivage, qui est très près de la zone Rottal-Krinnefurn-Windgälle.

L'épaisseur relativement faible de ces grès semble indiquer une surface de transgression presque plane, peu attaquée par l'érosion pendant la période régressive du Permien. Le massif hercynien devait, à l'époque triasique, se trouver très peu au dessus du niveau de la mer.

2. La régression du Keuper au Lias moyen.

a) LA RÉGRESSION DU KEUPER. — Les sédiments du Keuper, constitués de schistes noirs, rouges et de calcaires dolomitiques, ne s'étendent pas aussi vers le S. que les sédiments du Muschelkalk. On voit, dans la planche qui illustre le Keuper, déposé très près du bord septentrional, apparaît sur les rives de la vallée de la Weisse Lütchine, dans la région de Innertkirchen, puis près d'Erstfeld et à l'E. du Tödi.

Dans tous ces endroits, le Keuper repose immédiatement sur le Trias hercynien, sans dérangement de la surface et se distinguant toujours nettement de ce dernier.

Dans la vallée de la Lütchine (vallée de Lauterbrunnen) on voit distinctement ces sédiments diminuer du N. vers le S. Des conditions spéciales semblent avoir régné dans cette partie occidentale du bord septentrional ; le Keuper et le Rhétien prennent là un développement tout à fait particulier : schistes à Equisetum, grande épaisseur de tout un complexe de schistes et de dolomies, souvent conglomératiques, lumachelle lagunaire du Rhétien.

Nous voyons donc que le pourtour du massif granitique de Gastern

semble présenter au Keuper des conditions qui le séparent du reste du septentrional.

b) LA RÉGRESSION DU LIAS INFÉRIEUR ET MOYEN. — Le mouvement ne s'arrête pas au Keuper, mais il s'accroît encore dans la suite. Le dessèchement complet caractérise l'histoire du bord septentrional du massif de l'Aar pendant l'époque du Lias inférieur et moyen.

La mer liasique se trouve cependant, au S. W. du massif de Gastern, très bien développée. Cette mer liasique, connue depuis longtemps, si près d'une région complètement asséchée, indique que le massif hercynien dont le relief semble être celui d'une plateforme, s'abaissait en pente assez raide vers le S.-W.

À l'époque du Lias inférieur et moyen, les eaux refoulées au N. S.-W. ne trouvent nulle part, sur tout le bord septentrional du massif de l'Aar, d'hui découvert, une dépression pareille à celle de son extrémité S.-W.

3. La transgression du Lias supérieur (Aalénien) et du Bajocien

LA TRANSGRESSION AALÉNIENNE. — a) *L'extension de l'Aalénien.* Dans la région du bord septentrional du massif de l'Aar, l'Aalénien est, partout où il existe, transgressif sur le Muschelkalk ou sur le Keuper. Dans la dépression liasique au S.-W. du massif de Gastern, extrémité W. du massif de l'Aar, l'Aalénien se dépose avec une épaisseur proportionnellement beaucoup plus grande que sur le bord septentrional où il atteint 16 m. au maximum. Cela montre que la disposition du modelé hercynien est restée la même.

La mer aalénienne, revenant sur la région du bord septentrional, a modifié le modelé de ce bord. Elle pénètre profondément dans sa partie méridionale située entre le massif de la Windgälle et le massif de Gastern, indiquant là une sorte de golfe sur l'emplacement de cette partie du bord. L'Aalénien est donc absent sur les deux ailes du bord septentrional.

b) *La surface de transgression et l'effet de l'érosion pendant la mer liasique.* — La surface du Keuper ou du Muschelkalk, exposée à l'érosion pendant l'absence des mers liasiques, doit montrer l'effet de l'action érosive.

Or nous constatons que cet effet est presque nul. Les schistes aalénien de nature tellement différente de celle des bancs triasiques dolomitiques contiennent à leur base de fins globules dolomitiques qui proviennent évidemment du substratum triasique. Cela prouve d'abord que d'autres mouvements, entre le Trias et le Lias supérieur, n'ont pas existé. La transgression elle-même, à peine manifestée par un dépôt si finement détritique, dev

une surface très peu inclinée, presque plane. L'avancement de la mer a probablement aussi très lentement. Ce caractère de la mer aalénienne se manifeste aussi à l'endroit où celle-ci transgresse directement sur le cristallin; à là (Ribiboden) pas trace de matières remaniées par les eaux. Sauf au dernier endroit, on n'a jamais pu observer une discordance entre les sédiments aaléniens et leur substratum. Ceci montre que, si le retrait des eaux du Tertiaire inférieur et moyen était dû à un mouvement ascendant du massif hercynien, ce mouvement n'a pas déformé sa surface.

Dans le massif de Gastern, où le Lias entier manque, le Bajocien ne présente pas de discordance non plus sur les sédiments triasiques. Il est donc évident que le massif hercynien soit resté tranquille et que ce va et vient des eaux soit lié à des déformations en dehors du massif de l'Aar.

LA TRANSGRESSION BAJOCIENNE. — *L'extension du Bajocien.* Les sédiments du Bajocien ne dépassent de beaucoup ceux de l'Aalénien. Il semble que seule la mer de Krinnefirn ait émergé encore à l'époque du Bajocien ; tout le reste du Nord septentrional fut inondé.

La surface de transgression et l'effet de l'érosion. — Partout où le Bajocien transgresse sur le massif hercynien, il montre une formation détritique de base. Cette formation détritique se propage même considérablement vers le N., où ces brèches se trouvent intercalées entre le Bajocien et le Stufensteinalp, coupe 9), ou entre le Bajocien et l'Aalénien (Wendenstein, coupe 23).

Cette propagation des éléments détritiques montre aussi une plus grande véhémence des eaux bajociennes, en contraste très net avec le mouvement de la transgression aalénienne.

La stabilité du massif hercynien se traduit par l'absence de discordances entre le Bajocien et l'Aalénien, ou entre le Bajocien et le Trias.

Mais nous n'avons jamais trouvé, là où le Bajocien transgresse sur le cristallin, des inclusions dolomitiques ou autres qui prouveraient l'extension plus récente de ces dépôts antérieurs, érodés soit pendant la régression liasique, soit par la mer bajocienne elle-même. L'effet de ces deux phases érosives se traduit donc à très peu de chose.

Il est naturel que, plus au N., le Bajocien se charge de débris dolomitiques, surtout à sa base.

Le seul endroit où ces débris prennent une plus grande importance est à Gylisfluh, près Innertkirchen (coupe 20). La première assise du Lias montre là une grande quantité de petits fragments dolomitiques mélangés à des grains de quartz. L'Aalénien, sur lequel cette couche bajocienne s'est déposée, montre à sa base aussi des globules dolomitiques, mais

beaucoup moins nombreux. Nous avons vu que ces schistes aaléniens, passant dans un vaste golfe de la partie médiane du bord septentrional, transgressent sur une surface triasique peu inclinée et que la faible quantité d'inclusions dolomitiques, qui atteint pourtant ici son développement maximal, s'explique ainsi. Le Bajocien, inversement, qui se propage vers l'intérieur du massif hercynien, rencontrera certainement une pente plus inclinée, justement qui limite ce golfe plus au S., et son attaque sera plus efficace sur la surface dolomitique de cette pente. C'est pour cela que ce Bajocien chargera d'une quantité plus considérable de débris dolomitiques. Les grains de silice proviennent évidemment du cristallin plus éloigné.

La dépression en golfe de la partie septentrionale du massif de l'Aar semble donc se manifester aussi pendant l'époque bajocienne.

4. La régression bathonienne.

L'EXTENSION DE LA MER BATHONIENNE. — Nous avons donc vu une avancée très forte de la mer bajocienne qui transgressait visiblement sur le cristallin ne laissant émergée que la région de Krinnefirn.

Le Bathonien est de nouveau une période régressive.

Or, les sédiments bathoniens prennent de nouveau une disposition tout à fait semblable à celle de l'Aalénien :

Son faciès vaseux est localisé dans le même golfe de la partie médiane du bord septentrional du massif de l'Aar, où il atteint une dizaine de mètres d'épaisseur.

On voit donc nettement que les conditions paléogéographiques n'ont pas changé et se retrouvent au Bathonien. Une fois de plus, le massif hercynien paraît jouer un rôle passif dans ces transgressions et régressions.

LA SURFACE DE RÉGRESSION. — Le retrait des eaux bathoniennes se manifeste assez nettement sur les deux ailes du bord septentrional du massif de l'Aar.

A l'aile occidentale le Bathonien n'est représenté que par quelques mètres d'un calcaire roux noduleux qui termine la série bajocienne vers le haut. Nous avons attribué ce calcaire au Bajocien-Bathonien et nous savons maintenant que, dans la région du golfe, ce calcaire correspond, par sa faune, au calcaire oolitique qui se trouve là à la base d'un complexe schisteux.

A l'aile orientale, massif de la Windgälle, le véritable Bathonien se connaît par la présence de *Rhynchonella varians*, mais toute trace du faciès argileux schisteux médian a disparu.

La surface de régression ne montre pas d'autres irrégularités qui indiqueraient une forte action érosive.

5. La transgression callovienne.

Le Callovien transgresse de nouveau, sans discordance visible, sur les pentes du bord septentrional, partiellement dénudées pendant le Bathonien.

Des mouvements déformants de la surface hercynienne paraissent pour la première fois se manifester dans le massif de la Windgälle. Le Callovien s'épaissit considérablement dans cette région, dans une dépression dont on ne peut démontrer, avec certitude, l'existence antécallovienne.

6. La régression oxfordienne.

Les sédiments oxfordiens existent seulement dans le massif de la Windgälle où ils apparaissent en même temps que le Callovien s'épaissit très rapidement.

Cette coïncidence semble indiquer un sillon permettant l'accès à la mer hercynienne dont nous ne savons rien d'autre. L'axe de la dépression est dirigé dans un sens S.W-N.E., puisqu'on ne peut suivre l'Oxfordien ni vers l'E. ni vers l'W. et que l'épaisseur du Callovien se réduit aussi rapidement dans les deux directions.

On ne peut nulle part observer des marques d'une action érosive à la fin du gisement oxfordien.

7. La transgression argovienne.

Avec l'Argovien, nous entrons dans le stade d'une troisième grande transgression qui, plus tard, à l'époque du Malm, prendra une extension plus grande que toutes les transgressions précédentes, inondant définitivement le massif hercynien entier.

Conclusions.

La succession des transgressions et régressions que nous indique la répartition des sédiments sur le bord septentrional du massif de l'Aar, ne peut être attribuée à des mouvements déformants du massif hercynien ancien. Celui-ci, extrêmement plat, émergeant souvent de très peu au-dessus du niveau de la mer, n'a pas changé de disposition, en tout cas jus-

qu'au Callovien. S'il a bougé, le mouvement n'a pu être qu'un mouvement en bloc.

Nous avons constaté un effet très peu prononcé de l'érosion pendant les longues périodes régressives. Ceci est probablement dû au relief très accentué du massif hercynien.

Quant aux anomalies du Rhétien, du Keuper et de l'Oxfordien, elles paraissent coïncider chaque fois avec des périodes de forte régression. L'isolement apparent de ces sédiments est lié à des conditions structurales de la surface hercynienne (ou antécallovienne pour l'Oxfordien) : pendant la période de dessèchement, les plus faibles accidents de son relief, devenant des régions côtières, déterminent des variations sensibles de faciès.

Ce ne seraient pas des restes de sédiments non érodés comme le pensaient divers auteurs : TOBLER (Bibliogr. 12) et ROHR (Bibliogr. 45) pour le Keuper de Birchlauialp; W. STAUB (Bibliogr. 19) pour l'Oxfordien de Windgälle.

La succession des transgressions et des régressions nous donne aussi des renseignements précieux sur le relief du bord septentrional du massif de l'Aar qui, montrant des différences de niveau peu accentuées, présente une incurvation en golfe dans sa partie médiane, isolant le massif de Gastern du massif de la Windgälle.

CHAPITRE VI

influence du modelé hercynien sur le plissement alpin.

Notre analyse des sédiments recouvrant, du Trias à l'Argovien, le bord oriental du massif de l'Aar, nous a permis de reconstituer les traits principaux du relief de ce massif tels qu'ils étaient à la suite des mouvements génériques hercyniens.

Nous allons voir maintenant que ce relief ancien a, jusqu'à un certain point, déterminé la position et l'allure des plis provoqués par les mouvements orogéniques alpins, que :

La tectonique actuelle du massif de l'Aar est en partie fonction de son modelé hercynien.

Ce sont les régions les plus élevées de ce modelé, faisant partie du socle émergeant au Trias et au Dogger, qui sont en partie devenues, sous l'effet de la poussée alpine, les masses anticlinales ; tandis que les coins synclinaux actuels de couches sédimentaires dans le cristallin peuvent presque tous être rattachés à des dépressions de la surface hercynienne.

Les deux stéréogrammes de la figure 24 mettent en lumière les relations entre les surfaces cristallines aux temps hercynien et alpin.

Il est vrai que la tectonique du massif de l'Aar, tel qu'il existe actuellement, n'est pas connue dans tous les détails ; les grandes lignes en sont cependant bien établies et résumées dans la *Geologie der Schweiz* de M. HEIM (vol II, pl. VII). Nous renvoyons aussi à notre schéma tectonique à l'introduction du premier chapitre, tel qu'il a été conçu, sans étude spéciale du cristallin parautochtone.

On ne sait pas, il faut l'avouer, si le pli anticlinal (III) de la Windgälle (fig. 24) se prolonge directement dans la masse parautochtone (IV) du Wetterhorn, si cette dernière se rattache à un élément plus septentrional ou méridional. En raison de cette ignorance, nous n'avons pas cherché à rattacher le pli IV vers le nord à une autre unité tectonique. Nous croyons cependant, conformément à la direction du pli I, que la masse du Wetterhorn se rattache à la masse II de la Windgälle.

La comparaison de nos deux surfaces cristallines nous montre d'abord que, à l'extrémité E. du massif de l'Aar, les trois masses anticlinales actuelles I, II, III, se retrouvent à l'état de bosses dans le modelé hercynien. À dire, cette corrélation n'est pas indiscutable pour le pli III, la place de la bosse hercynienne restant incertaine et semblant, au Callovien et à l'Oxfordien, s'affaisser en un creux (voir chap. IV c).

Tous ces trois plis sont ici autochtones par définition.

Le pli I qui, à l'entrée du Bockitobel, ne se fait sentir que par un petit bombement cristallin derrière « im Tschingel », est esquissé par la crête hercynienne Bockitobel-Birchlaualp. Celle-ci s'est révélée, au Keuper, par

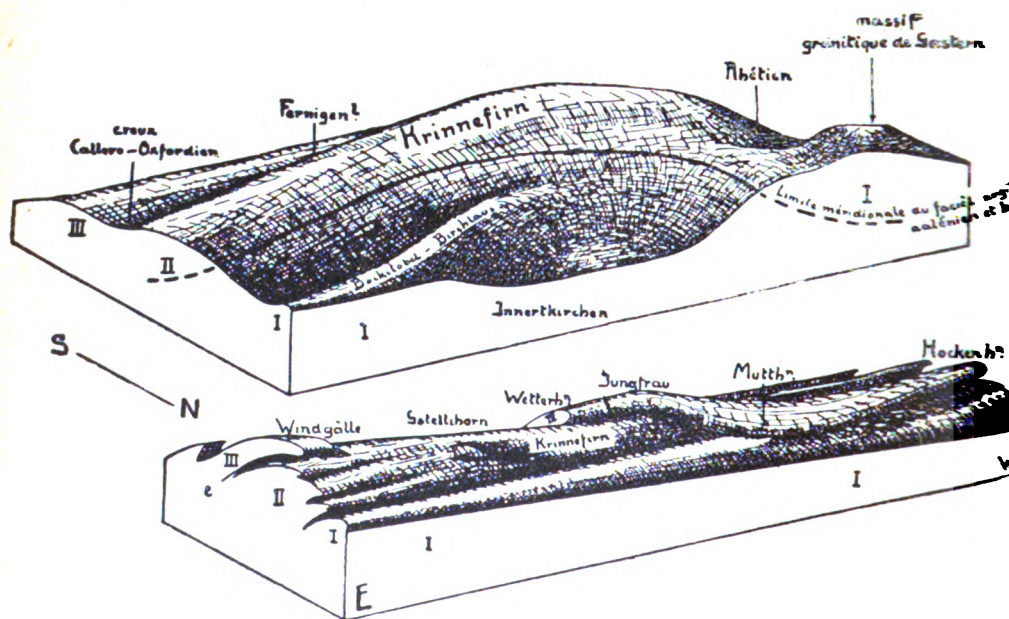


Fig. 24. — Le modelé hercynien et le modelé alpin de la surface cristalline sur le bord septentrional du massif de l'Aar.

passage des dolomies rouges de Innertkirchen aux schistes rouges de Birchlaualp qui remplissent le creux sud déterminé par cette crête. Un creux semblable, rempli de schistes rouges à composition tout à fait identique (comparaison des coupes 22 et 33) se trouve donc au S. du pli I de Bockitobel. Ce creux est devenu, par le plissement alpin, un coin assez profond dans lequel le Malm chelkalk est écrasé et réduit à 2 m. ; ce coin ne correspond pas au coin de Scheidnössli de la rive droite, en face, qui, exempt de schistes rouges semblables, appartient à une unité supérieure.

La masse anticlinale du pli I passe donc, dans le sens Bockitobel-chlauialp (du N.-E. vers le S.-W.) obliquement sous la chaîne des Gadmer-1, son axe perçant obliquement en l'air par rapport à la direction de la lée de Gadmen. Sa surface se complique de plusieurs ondulations dont la s méridionale se traduit par le coin de Schwarzer Berg qui, d'après ARZ et MÜLLER, se continue vers l'W. dans le coin synclinal de Pfaffenkopf. bliogr. 37). Ces mêmes auteurs supposent déjà, vu la forme curieuse de coin, une cause structurale hercynienne. Ce coin profond ne contient pas schistes du Keuper ; sa dépression hercynienne était probablement plus vée dans son ensemble que celle de Birchlauialp, avec laquelle il est endant étroitement lié. (Une vue d'ensemble sur la tectonique de ces locas se trouve dans le travail de ROHR, Bibliogr. 45. fig. 2, p. 65).

La masse anticlinale II, située au S. de ce coin sédimentaire, formant socle assez compact et rigide de la Windgälle, correspond au bombement ncipal hercynien, où nous avons vu disparaître les sédiments triasiques et éniens (voir planche 1).

Le pli III enfin, du sommet de la Windgälle, est formé aux dépens ne bosse bajocienne problématique et incertaine, dont la surface semble, Callovien et à l'Oxfordien, s'être transformée en un creux qui se trouve uellement au front du pli. Nous ne suivons pas ce pli vers l'W.

La masse principale II par contre peut être suivie vers l'W. dans la ection du pli IV. Elle prend, dans la région du *Gstellihorn*, une compli-on et un développement remarquables, coïncidant avec l'élévation axiale itutive du massif hercynien. La saillie de ce massif qui, dans la région de *Krinnefirn*, montre sa plus grande élévation, semble avoir opposé à la pous-alpine une résistance plus forte :

La masse cristalline se brise, éclate, et son repli supérieur, qui forme ommet du *Gstellihorn*, est poussé en avant, enfoncé dans le manteau imentaire.

Plus à l'W encore, dans la zone *Krinnefirn-Mettenberg*, la masse anti-ale, dans son ensemble, se gonfle, déferle et plonge, par dessus son clinal (*Pfaffenkopf*), jusqu'à recouvrir le cristallin I, fortement gonflé aussi. Des lames cristallines s'intercalent souvent entre les masses I et II, is le flanc renversé de III. (Il est étonnant que cette avance si forte du ssif cristallin n'ait pas créé ici déjà la formation d'une nappe parautoch-e plus importante ; ceci est peut être dû à la dépression médiane du bord cynien, marquée par la distribution des schistes aaléniens et bathoniens ap. V).

Au S. de la masse de *Krinnefirn* commence à se développer l'unité IV, yau anticlinal parautochtone. Son apparition coïncide avec la culmination

de l'ancien bombement hercynien de Krinnefirn. La partie frontale du pli IV, légèrement couché sur la masse II, semble appartenir au flanc descendant sud du bombement hercynien :

Elle montre sur son flanc renversé (coupe 17 de Wettersattel), la disparition des sédiments bajociens et calloviens qui, sur le dôme de Krinne, étaient absents.

L'axe du pli IV monte légèrement vers la Jungfrau dont il forme le sommet ; sa position, s'appuyant insensiblement sur la masse cristalline, devient alors toujours plus celle d'un pli couché, parautochtone. En effet, sous le pli couché de la Jungfrau, on voit se décoller une partie sédimentaire, qui se glisse sur les sédiments plus profonds et détermine un plan de charriage très net. C'est ce plan de charriage, devenant toujours plus net en allant vers l'extrémité W. du massif de l'Aar et se chargeant de lentilles cristallines et dolmitiques, qui donnera naissance à la nappe du Doldenhorn dont le flanc renversé rase de très près la surface du massif granitique de Gastern (voir notre schéma tectonique, fig. 1).

Le pli II, beaucoup moins puissant déjà sous le pli IV de la Jungfrau (Rottal), se réduit encore plus vers l'W, s'écrase entre le pli IV et le pli III de Gastern ; nous ne savons pas exactement comment il se poursuit.

Nous avons vu, dans le Wetterhorn, la culmination du bombement hercynien se traduire par le développement et le déferlement du pli II : nous voyons maintenant la retombée de ce bombement vers l'W. coïncider avec la réduction et l'effacement de ce pli.

Le massif granitique de Gastern qui, au dessous de la nappe parautochtone, se distingue si bien dans l'architecture alpine par sa résistance poussée, était déjà individualisé au temps hercynien. Il est très probable qu'alors que le sillon rhétien que nous avons vu apparaître dans le haut de la vallée de Lauterbrunnen, s'enfonçait vers le S.-W. sous le Wetterhorn, contournant le flanc S. du massif de Gastern. L'écrasement du pli II sur le flanc S. du massif de Gastern s'explique justement par le fait que ce massif était isolé déjà au temps hercynien et plus élevé que le bombement II qui s'effaçait, aussi au temps hercynien déjà, sur le flanc S. du massif.

Le pli IV, qui devient noyau anticlinal de la nappe de Doldenhorn, se retire vers le S. sous la forme d'un immense paquet cristallin dont la surface se subdivise en de nombreux coins autochtones (Rothörner). Nous savons d'après les travaux de LUGEON et de SWIDERSKI, que de grandes masses de sédiments se trouvent accumulées là. Ce fait s'explique par la retombée de l'axe du massif. Ce sont ces sédiments qui se déversent, sous la forme d'une nappe, sur le massif de Gastern. On dirait que la force vive du cristallin

-même se soit brisée dans le fond du creux liasique, absorbée, entravée par l'énorme quantité des sédiments.

Nous voyons donc, et c'est peut-être le résultat le plus significatif de cette étude, que chacun des traits structuraux essentiels de la partie autochtone du massif de l'Aar (I, II), est déterminé par le relief prétriasique sur son socle cristallin.

Le front anticlinal du cristallin parautochtone, plus difficile à étudier, se montre pas si constant. Il appartient tantôt à une dépression hercynienne (extrémité W. du massif), tantôt au flanc S. du bombement autochtone (Wetterhorn-Mönchjoch).

Quant au creux profond de l'extrémité W. du massif de l'Aar et situé S. du massif de Gastern, nous ne pouvons que supposer sa prolongation vers l'E. Par le fait que le front parautochtone cristallin, qui naît de ce creux, appartient au Mutthorn, à l'E. de Hockenhorn, une série très réduite de sédiments liasiques, on peut conclure que l'axe de ce creux s'élève de l'W. vers l'E., imitant l'allure du bombement hercynien II. Il est probable que la culmination de ce bombement a influencé aussi l'allure du pli parautochtone. Nous ne connaissons pas assez l'allure du parautochtone pour définir cette influence mutuelle, mais nous voyons l'influence du parautochtone sur la ligne culminante autochtone de Gstellihorn-Krinnefirn-Mettenberg.

La structure actuelle de la surface cristalline et des Zwischenbildungen peut, à elle seule, être révélatrice de la surface hercynienne.

La surface hercynienne, telle que nous l'avons reconstruite grossièrement à l'aide des données stratigraphiques a, nous l'avons démontré, influence l'allure des plis alpins.

On peut, inversement, en étudiant l'allure de la surface alpine et des Zwischenbildungen, reconstruire les éléments structuraux hercyniens existaient avant ce plissement alpin.

C'est de cette façon d'ailleurs que ARBENZ, déjà, attribuait le coin Schwarzenberg (vallée de Gadmen) à des causes structurales de la surface hercynienne (Bibliogr. 37).

Un autre cas, rendu plus expressif encore par l'allure des Zwischenbildungen et souligné aussi par des différences de sédimentation, se révèle dans la boutonnière cristalline de Sandalp, à l'extrémité E. du massif de l'Aar.

Nous avons décrit là une série de coupes (Nos 39, 40, 41, 42, 43, chap. 1) sur la rive droite du ruisseau Sandalp-Biferten. L'allure de la surface cristalline de cette rive est nettement visible, se dessinant de loin par le tracé des calcaires dolomitiques triasiques. Elle est du reste reproduite sur la carte géologique de ESCHER (Bibliogr. 20).

Nous superposons, dans la fig. 25, la surface alpine B à son équivalent hercynien probable A.

On sent très bien que, au N., la déformation I-II nécessite une résistance très forte, antérieure au mouvement déformant alpin et s'opposant à sa poussée. Nous imaginons à leur place une double bosse hercynienne dont la première, I, était peut-être plus élevée. III et IV manifestent assez nettement l'emplacement d'un creux hercynien au S. de la bosse I et II qui, par sa résistance, cause une forte compression du creux dont le fond se soulève d'une façon très intense.

La région IV représente, on le sent, le flanc ascendant S. du creux qui avec V, forme une seconde culmination. Le pli déversé du cristallin et des liments triasiques, pénétrant dans le vide du creux III-IV, est assez significatif.

La stratigraphie confirme l'idée d'une culmination dans la région V.

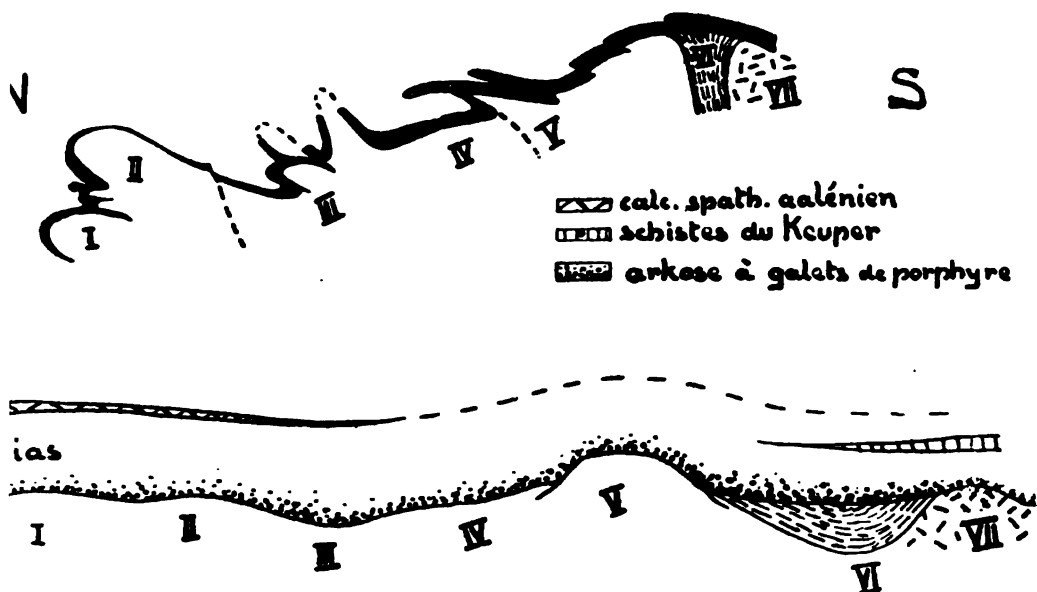


Fig. 25. — La surface alpine B et la surface hercynienne probable A.

De part et d'autre de V son émergence se fait sentir à deux reprises; vers N. ce sont les calcaires spathiques à la base de l'Aalénien qui régressent, vers le S. les schistes rouges du Keuper. L'accumulation d'énormes galets roulés de porphyre dans les grès au S. de V, la coïncidence de cette accumulation avec un synclinal carboniférien, semblent indiquer une autre dépression au S. de V, sur l'emplacement de VI. Les galets de porphyre proviennent évidemment de la masse intrusive VII.

L'exemple de Sandalp nous montre, une fois de plus, le rôle important des structures hercyniennes dans le plissement alpin.

EARTH SCIENCES LIBRARY

BIBLIOGRAPHIE

1. 1843. ESCHER v. DER LINTH, Erläuterungen der Ansichten einiger Kontaktver-nisse zw. Kristallin und Kalk im Berner Oberland.
2. 1851. STUDER, B., Geologie der Schweiz.
3. 1876. BALTZER, A., Geologische Skizze des Wetterhorns (Neues Jahrb. für Minera-e).
4. 1877. BALTZER, Kalkkeil an der Jungfrau (Neues Jahrbuch für Mineralogie).
5. 1878. BALTZER, Beiträge zur Geognosie der Schweizeralpen.
6. 1878. HEIM, Alb., Mechanismus der Gebirgsbildung.
7. 1880. BALTZER, A., Der mechanischer Kontakt zwischen Gneis und Kalk im ner Oberland (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Liefg. XX).
8. 1881. DE FELLEBERG, E., Die Kalkkeile am Nord- und Südrand des westlichen massivs (Mitteil. der bern. naturforschenden Ges.).
9. 1893. DE FELLEBERG et MÖSCH, Aarmassiv (Mat. p. la carte géol. suisse, vol. XXI).
10. 1895. GOLLIEZ, Chemin de fer de la Jungfrau.
11. 1896. GOLLIEZ, Tectonique des chaines de l'Oberland Bernois (Arch. des Sc. phys. at., Genève).
12. 1900. TOBLER, A., Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des massivs (Verhandl. der naturw. Ges. Basel).
13. 1905. GERBER, E., Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaler Alpen (Disser-on Bern).
14. 1907. ARBENZ, P., Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen logæ Helv. IX, p. 464; Ecl. X, p. 381).
15. 1909. BUXTORF et TRUNINGER, Über Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe l den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs (Eclogæ XI, p. 189).
16. 1909. GERBER, E., Facies-und Deckenbildung zwischen Kien- und Lauterbrun-ital (Eclogæ XI, p. 141).
17. 1910. PAULCKE, W., Fossilien im Rötidolomit (Eclogæ XI, p. 279; Zentralblatt, 1. p. 16).
18. 1910. TOLWINSKI, Die Grauen Horner (Dissertation).
19. 1911. STAUB, W., Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Maderaner-i Schächental (Mat. de la carte géol. Suisse 32).
20. 1911. ESCHER, B.-G., Ueber die prätriasische Faltung in den Westalpen mit onderer Berücksichtigung des Karbons an der Nordseite des Tödi (Dissertation an der lgenöss. polytechn. Schule Zürich).
21. 1912. BLUMENTHAL, M., Der Calanda (Mat. carte Suisse 69).
22. 1911. BLUMENTHAL, M., Ringelspitz-Segnesgruppe (Mat. carte Suisse 63).
23. 1912. KELLER, W.-A., Die autochtone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft (Mat. te Suisse 72).
24. 1912. VAN DER PLÆG, Schlossberg-Erstfeldertal (Eclog. XIII, p. 68).
25. 1913. ARBENZ, P., Exkursion in die Obwaldner Alpen (Eclog. XII, p. 717).
26. 1913. ARBENZ, P., Ueber den vermeintlichen Lias von Innertkirchen (Eclog. XII, 673).
27. 1913. ARBENZ, P., Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz (Eclog. XIII, p. 610).
28. 1914. LUGEON, M., Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la ppe de Morcles (C. R. Acad. des Sc. de Paris, Eclog. XIV, p. 433).
29. 1914. LUGEON, M., Les Hautes Alpes calcaires entre la Kander et la Lizerne (Mat. te Suisse XXX, vol. I).
30. 1914. LOTZE, R., Beiträge zur Geologie des Aarmassivs (Eclog. XIV, 423).

31. 1915. GERBER, E., Le Rhétien autochtone de Lauterbrunnen (Eclog. XIV, p. 230).
32. 1916. HEIM, Arn., Kontakt von Erstfelder Gneis und Trias am Scheidnössli (Eclog. XIV, p. 230).
33. 1916. HEIM, Alb., Juramulde von Fernigen (Eclog. XIV, p. 233).
34. 1917. v. SWIDERSKI, B., Sur les faciès de la couverture sédimentaire de la occidentale du massif de l'Aar (Eclog. XVI, p. 349).
35. 1919. v. SWIDERSKI, B., Zone occidentale du massif de l'Aar (Mat. carte Suisse).
36. 1919. COLLET, L.-W., Notes préliminaires sur la géologie de la Jungfrau chevauchement du massif de l'Aar sur celui de Gastern (Arch. des Sc. phys. et nat. Genève).
37. 1920. ARBENZ u. MÜLLER, Ueber die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen und den Bau der parautochthone Zone zwischen Grindenwald und Engelberg (Eclog. p. 115).
38. 1920. COLLET et PARÉJAS, La géologie du Schwarzmönch et la relation avec le massif de la Jungfrau et celui de l'Aar (Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève, VI, 3).
39. 1920. HEIM, Alb., Geologie der Schweiz, vol., II fasc. 1, 2, 3).
40. 1921. COLLET, L.-W., Jungfrau, Eiger, Mönch (Echo des Alpes, N° 10).
41. 1921. MORGENTHALER, H., Petrographische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs (Eclog. XVI, p. 179).
42. 1921. BRUDERER, W., Sur la tectonique et la stratigraphie du bord septentrional du massif de l'Aar (Bull. de la Soc. vaudoise des Sc. nat., vol. 54).
43. 1922. BECK, P., Ueber autochtone und allochtone Dislokationen in der Schaffhauser Alpen und ihrem nördlichen Vorland (Eclog. XVIII).
44. 1923. SCABELL, Beiträge zur geologischen Kenntnis der Wetterhorn-Schreckhorngruppe (Jahrb. der phil. Fak. Bern Bd. 3).
45. 1923. ROHR, K., Stratigraphische und tektonische Untersuchungen der Zwiswilbildungen am Nordrand des Aarmassivs (Jahrb. der phil. Fak. Bern Bd. 3).

EARTH SCIENCES LIBRARY

BULLETIN

MAY 22 1926



DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 38

E. PETERHANS

Révision des Brachiopodes liasiques
du Grammont, des Tours d'Aï, du Pissot et de Rossinière
figurés dans l'ouvrage de M. H. Haas

LAUSANNE
IMPRIMERIE COMMERCIALE

1926

EARTH SCIENCES LIBRARY

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
SUISSE

BULLETIN N° 38

E. PETERHANS

Révision des Brachiopodes liasiques
du Grammont, des Tours d'Ai, du Pissot et de Rossinière
figurés dans l'ouvrage de M. H. Haas

LAUSANNE
IMPRIMERIE COMMERCIALE

1926

EARTH SCIENCES LIBRARY

Révision des brachiopodes liasiques du Grammont, des Tours d'Aï, du Pissot et de Rossinière figurés dans l'ouvrage de M. H. Haas (17)

(Nappe des « Préalpes médianes », Suisse romande)

PAR

E. PETERHANS ¹

A. — **Introduction:** B. Studer (2) et Alph. Favre (5) connaissaient déjà les Brachiopodes du *Grammont* (Bas-Valais). Le premier les attribuait au Dogger, Alph. Favre par contre y voyait des formes liasiques. E. Renevier exploita ensuite les gisements de la Dérotchiaz et de Chalavornayres, dont les échantillons ont été examinés par H. Haas (17). Ils les attribuaient au Lias moyen.

Les Brachiopodes du *Pissot* (Villeneuve), décrits par E. Renevier (7) et H. Haas (17) ont une histoire analogue. Trouvés dans les vignes de Villeneuve, ils furent placés d'abord dans le Rhétien, puis dans l'Hettangien, et enfin dans le Sinémurien s. l. Ni Alph. Jeannet (26, p. 445/46), ni moi-même n'avons trouvé ces formes en place. Leur âge reste donc très douteux, car l'Hettangien et le Sinémurien s. str. manquent au Pissot par écrasement et c'est le Lotharingien qui repose directement sur le Rhétien.

Les Rhynchonelles de *Rossinière* (Pays-d'Enhaut vaudois)

¹ J'ai pu utiliser pour cette étude, à part ma collection personnelle, celles des Musées géologiques de Berne (coll. B. Studer et W.-A. Ooster), de Genève (coll. Alph. Favre), de Lausanne (coll. E. Renevier et M. Lugeon) et de Zurich. Que les conservateurs de ces Musées, Messieurs Ed. Gerber, M. Bedot et ses assistants J. Favre et Joukowsky, M. Lugeon et L. Rollier acceptent mes meilleurs remerciements. Je dois mes remerciements tout spéciaux à M. H. Schardt qui a mis sa belle collection de Rossinière à ma disposition et à Alph. Jeannet et E. Gagnebin qui m'ont donné de nombreux renseignements.

ont acquis une certaine célébrité grâce aux travaux de H. Schardt (19). Cet auteur les attribuait aux « zones à Gryphæa cymbium et à Anmonites oxynotus ». Il en tirait des arguments pour démontrer le caractère exotique des « Médianes ». H. Haas (17) en a figuré quelques échantillons.

Notre petite note paléontologique a pour but de reprendre les types de H. Haas conservés dans le Musée de Lausanne et dans la collection de H. Schardt, de les examiner et de les comparer à l'aide d'un matériel plus complet. J'ai visité moi-même tous les gisements susmentionnés. Je donnerai d'abord quelques renseignements stratigraphiques concernant les couches à Brachiopodes, puis nous passerons à l'examen des fossiles.

B. — Stratigraphie : 1. *Les couches à Brachiopodes du Grammont*: Tous les Brachiopodes du Grammont décrits par H. Haas font partie soit du Sinémurien, soit du Lotharingien, soit enfin du Dogger. Mais on trouve des échantillons étiquetés « Dérotchiaz », qui ne proviennent pas de là et qui ont dû être attribués à ce gisement par mégarde.

Les Brachiopodes du Grammont se trouvent principalement dans deux complexes bien distincts. La plus grande partie a été ramassée dans le *Sinémurien* formé par des calcaires foncés siliceux à rognons de silex et Hexactinellidés, avec par places des délits schisteux. De rares Arietites et Arnioceras nous démontrent l'âge sinémurien de ces couches. Elles affleurent à la Dérotchiaz, au haut de la Chaumény, à Voys, où elles sont en grande partie couvertes de végétation et à la montagne des Crosses, dans les prairies et le long du chemin qui monte de Tanay au « Col des Murailles » (P. 1973 m.). Les fossiles sinémuriens sont pour la plupart silicifiés, ce qui n'est pas le cas de ceux du Lotharingien.

Ce Lotharingien n'est visible que dans la partie supérieure du cirque de la Dérotchiaz et dans les environs du Point 1936 m. sur l'arête NE du Grammont. Il est formé par une alternance de calcaires clairs gris-verdâtre et de schistes. La pâte tachetée est silico-marneuse. De nombreux Echioceras sont présents. Le Pliensbachien fait probablement aussi partie de ces couches.

Il est donc en général facile de distinguer les Brachiopodes sinémuriens de ceux du Lotharingien. Les premiers sont le plus souvent silicifiés et entourés d'une roche sombre. Les autres.

par contre, gardent fréquemment leur test et la roche encaissante montre une couleur claire.

2. *Chalavornayres*: Quelques Brachiopodes de la collection d'E. Renevier, décrits par H. Haas, sont étiquetés « Chavornaire à l'ouest des chalets ». J'ai plusieurs fois visité les environs de cette alpe, sans trouver du Lias à l'endroit indiqué. On y voit du Malm qui supporte le Dogger du flanc renversé de l'anticlinal du Grammont. Ce Dogger est formé de gros bancs d'un calcaire gris-bleuté à pâte foncée siliceuse. Cette pâte contient de nombreux petits débris dolomitiques arrondis. Elle est parfois oolithique. Des rognons de silex existent. Les Brachiopodes éojurassiques cités par H. Haas (17, p. 93-94; *Acanthothyris spinosa*, Schloth., qu'il faut plutôt attribuer à l'*A. costata*, d'Orb.) ont probablement été ramassés dans ces couches et non pas dans celles du Lias moyen comme le semble croire cet auteur. On trouve de bons affleurements au bord du sentier supérieur qui relie Chalavornayres à la Dérotchiaz, à environ 500 m. à l'W des chalets. Ce Dogger spécial fait partie d'un type intermédiaire (surtout oolithique), qui sépare le Dogger à *Mytilus* du Dogger à *Zoophycos*. Il est connu depuis la vallée de l'Arve jusqu'aux « Klippes » de la Suisse alémanique.

Le Lias n'affleure donc pas à l'W des chalets de Chalavornayres, et les écailles qui compliquent la tête de l'anticlinal au sommet du Grammont n'y existent pas (29). Le Lias du flanc renversé peut par contre être observé le long du chemin qui monte des Evouettes à Chalavornayres entre les points 837,8 m. et 1028 m. (carte Siegfried, feuille n° 466), à environ 500 m. au S des chalets. Il y est formé par des calcaires siliceux stériles à rognons de silex alternant avec des schistes en couches verticales ou plongeant vers le sud. L'Hettangien affleure un peu en amont du point 837,8 m. et le Dogger intermédiaire se montre dans les environs du point 1028 m., encadrant ainsi les couches en question.

Les Brachiopodes trouvés à l'W des chalets par E. Renevier n'ont probablement pas été récoltés dans la roche en place. Et en effet, dans les environs des chalets, on aperçoit des blocs isolés erratiques qui proviennent du Sinémurien de la Dérotchiaz. C'est dans ces blocs que nos prédécesseurs ont dû ramasser les fossiles liasiques, tandis que ceux du Dogger ont été récoltés dans la roche en place.

3. *Les Tours d'Aï*: Les Brachiopodes des Tours d'Aï ont été signalés pour la première fois dans le travail de H. Haas (17). Il les attribue au Lias moyen. Alph. Jeannet (26, p. 419-25) nous donne plus tard une coupe excellente du cirque de Lioson d'où ils provenaient d'après les indications du premier auteur. Les couches à Brachiopodes ont été assimilées au Pliensbachien par Alph. Jeannet (26, p. 425). Je préférerais les rapporter au Lias inférieur. Les Rh. Deffneri, Opp.: plicatissima, Qu.; Z. stapia, Opp. et Z. mutabilis, Opp. font toutes partie du Lias inférieur. Parmi les T. punctata, Sow. citées par Alph. Jeannet ne se trouvent que peu d'exemplaires qui soient vraiment typiques, les autres sont des formes parentes, se rattachant aux T. ovatissima, Qu. et Andleri, Opp. du Lias inférieur.

Les Zeilleries figurées par H. Haas (17, pl. VII, fig. 4-7, 9, 10) ont été attribuées par Alph. Jeannet (26, p. 447) à la Z. Choffati, Haas. — Je ne suis pas du tout sûr que ces fossiles étiquetés « Base Tour d'Aï, côté Eau-Froide » y aient été trouvés. Ils sont entièrement silicifiés, parfois transparents. mode de fossilisation plutôt rare chez les Brachiopodes des Tours d'Aï. Ceux-là ne montrent le plus souvent qu'un test silicifié grisâtre. La forme générale, la petite taille, le genre de fossilisation, l'absence de formes analogues aux Tours d'Aï. tout me fait croire qu'il s'agit ici de fossiles du Grammont. Il y a confusion d'étiquettes, et en effet sur celles des originaux on lit les noms des deux localités « Tours d'Aï et Dérotchiaz ». Le second a été biffé ensuite au crayon.

4. *Le Pissot*: Il est presque inutile que je donne des renseignements sur la couche à Brachiopodes du Pissot au SE de Villeneuve. Nous ne la connaissons pas. Les Rhynchonelles décrites par E. Renevier (7) et H. Haas (17) ont été trouvées dans les vignes. Ces fossiles sont soit erratiques, soit tombés des parois qui longent le ravin. S'ils font partie des couches de ce ruisseau, il y a des chances pour qu'ils soient lotharingiens. Les calcaires spathiques ou compacts tachetés alternant avec des schistes de cet étage affleurent à la base de la gorge entre 620 et 645 m. d'altitude, juste au-dessus du Rhétien. L'Hettangien et le Sinémurien manquent par écrasement.

5. *Rossinière*: La gorge en aval de Rossinière dans le Pays-d'Enhaut vaudois, à l'W de Château-d'OEx, est célèbre dans

la stratigraphie préalpine depuis les beaux travaux de H. Schardt (19). De bonnes coupes peuvent être constatées le long des routes qui longent les deux rives de la Sarine. Examinons celle de la rive gauche, le long de la route La Tine-Poyet (Rossinière), dans les environs du viaduc du chemin de fer Montreux-Oberland bernois. En allant de l'E à l'W, on observe en couches plus ou moins verticales :

Lotharingien supérieur-Lias moyen: 1. Calcaires gris-clair en bancs peu distincts, à pâte compacte, grise, jaune ou rougeâtre, spathique par place. Ces calcaires deviennent plus lités dans la partie supérieure, de rares délits schisteux s'intercalent. La pâte y est colorée en rouge. L'épaisseur est de 20 m. Les délits schisteux, non loin du contact avec les couches du n° 2, m'ont fourni quelques Brachiopodes du Lias moyen

Rh. variabilis, mut. major, Rau	1 ex.
(24, Taf. I, f. 108.)	
Rh. altesinuata, Böse	1 ex.
Rh. persinuata, Rau	1 ex.
Rh. Zitteli, Gemm.	2 ex.
Rh. retusifrons, Gemm. non Opp.	1 ex.
(10, t. XI, f. 17: cette espèce se trouve aussi en Souabe; voir K. Rau 24, Taf. II, f. 59.)	
Rh. cf. Bonifazzii, Hahn	1 ex.
(25. Taf. XXI, f. 6; le crochet de notre échantillon est plus recourbé, les ailes sont moins développées.)	
Aulacothyris cf. Furlana, Zitt. (Geyer)	1 ex.
(20, Taf. IV, f. 13.)	
Zeilleria sp. ind.	2 ex.
Terebratula sp. ind.	2 ex.
Spiriferina rostrata, Ziet	6 ex.
Spiriferina sp. ind.	2 ex.
Lima sp. ind.	3 ex.

2. Calcaires en bancs peu distincts, diaclasés, gris-foncé à pâte grossièrement spathique, gris, rouge ou jaunâtre. Quelques bancs à pâte grise compacte existent au milieu. Le tout mesure environ 20 m.

Lias supérieur: Les couches qui suivent chevauchent sur celles du n° 2. Pour voir le contact, il nous faut rejoindre la

route de la rive droite. Nous y apercevons au delà du premier éperon rocheux un couloir boisé rempli d'éboulis. C'est dans ce couloir qu'on trouve les célèbres couches à Lamelli-branches. Elles sont formées par des schistes et calcaires marneux épais de 5-10 mètres. Les *Astarte* se rencontrent surtout à la base et ne sont pas très fréquentes. Ce gisement est beaucoup moins riche que ceux d'Arvel, du Grammont ou de Bioge dans la vallée de la Dranse. V. Gilliéron (19, p. 73) y a trouvé l'Ammonite suivante:

Ammonites (*Dactylioceras*) *anguinus*, Rein.

Moi-même, j'ai pu ramasser un mauvais fragment d'un *Dactylioceras* ou *Coeloceras* et des *Astarte*. L'âge toarcien de ces couches, si bien déterminé par V. Gilliéron, a été dénié plus tard; on lui a substitué celui du Lias inférieur ou moyen. Mais déjà depuis un certain temps nous (29) revenons à l'ancienne conception grâce à la trouvaille d'une faune sûrement toarcienne dans ces mêmes couches de la vallée de la Dranse.

Ces schistes et calcaires marneux susmentionnés passent graduellement à des

3. Calcaires gris-foncé en gros bancs séparés par des délits schisteux, bien visibles aussi sur la rive gauche de la Sarine. La pâte est foncée, silico-marneuse, et devient spathique à la partie supérieure. Des *Zoophycos* existent. L'épaisseur est de 20 m. environ.

4. Suivent des calcaires lités gris-bleuté à pâte foncée finement spathique. Des silex et de rares délits schisteux existent. L'épaisseur est de 40 m. Le contact avec les couches plus tendres de l'Aalénien probable est dérangé tectoniquement.

5. Calcaires foncés silico-marneux alternant avec des schistes.

On a parfois voulu voir dans notre série un Lias lacunaire, à cause de l'absence du Rhétien, de l'Hettangien et du Sinémurien. Mais le contact entre le Trias et le Lotharingien me semble être un contact mécanique. Les étages susmentionnés manqueraient par écrasement.

La plupart des Brachiopodes ont été ramassés dans le complexe n° 1. On devrait y trouver deux niveaux. Un premier inférieur, à Brachiopodes lotharingiens, et un autre, supérieur, à Brachiopodes et Ammonites du Lias moyen. Moi-même je n'ai trouvé des Brachiopodes qu'au sommet de ces couches et uniquement des formes du Lias moyen. L'exploitation est très difficile vu la dureté de la roche. Nous avons repris et redé-

terminé les fossiles des collections du Musée de Lausanne (M. L.) et de H. Schardt (H. S.). En voici la liste; l'attribution des formes à deux étages est donc hypothétique:

Lotharingien :

Ammonites (Asteroceras) stellaris, Sow. 1 ex. M. L.

Ce fossile est étiqueté « Pissot, Villeneuve ». La roche à pâte compacte et claire, inconnue au Pissot, si caractéristique des couches basales de Rossinières, me le fait attribuer à ce dernier gisement.

Lima Haueri, Stol. 1 ex. M. L.

Pleurotomaria sp. ind. 1 ex. H. S.

L'échantillon est mal conservé. Il rappelle la Pl. anglica, Sow.

Rhynchonella belemnica, Qu. (Böse) 1 ex. H. S.
(17, pl. XI, f. 6.)

Rhynchonella Greppini, Opp. 2 ex. H. S.
(17, pl. XI, f. 7-8.)

Cette Rhynchonelle existe aussi dans le Lias moyen.

Pliensbachien :

Ammonites (Coeloceras) centaurus, d'Orb. 1 ex. M. L.

Ammonites (Tropidoceras) actaeon, d'Orb. 3 ex. M. L.
1 ex. H. S.

Ammonites (Deroceras?) sp. ind. 1 ex. M. L.

Nautilus sp. ind. 1 ex. H. S.

Turbo odius, d'Orb. 2 ex. M. L.

Le test manque, l'identification reste donc incertaine.

Pecten Rollei, Stol. 1 ex. M. L.
3 ex. H. S.

Spiriferina verrucosa, v. Buch. 1 ex. M. L.

Spiriferina sp. ind. 1 ex. M. L.

Glossothyris Myrto, Mgh. 1 ex. H. S.

A comparer à 10, tav. XI, f. 2; décrite comme T. Aspasia, Mgh. var. minor. Cette forme rappelle énormément certains échantillons de la Gl. nimbata, Opp. Notre exemplaire montre en outre de fortes arêtes (Schnabelkanten), qui montent jusqu'aux deux tiers antérieurs de la coquille. Des arêtes aussi allongées sont rares chez l'Aspasia, mais elles peuvent exister comme le montrent les figures de certains auteurs. Je voudrais

encore faire remarquer que des formes analogues, moins épaisses pourtant, se trouvent aussi en Souabe (24, Taf. III, f. 34-35). Le groupe nimbata-Aspasia envoie donc des représentants jusque sur la plateforme continentale, dépassant ainsi les limites de la Thétys.

Rhynchonella variabilis, var. *fronto*, Rau 1 ex. H. S.
(17, pl. XI, f. 4.)

Rhynchonella variabilis, v. *Schloth.* var. 1 ex. H. S.

Rhynchonella Briseis, Gemm. 1 ex. H. S.

Voir 10, tav. XI, f. 20. L'étude de la *Briseis* est à reprendre à l'aide d'un matériel abondant. J'ai l'impression qu'il s'agit tout simplement d'une variété locale de la *variabilis*, v. *Schloth.*

Rhynchonella serrata, Sow. (Davidson) 3 ex. M. L.

Rhynchonella Scherina, Parona non Gemm. 2 ex. M. L.

La *Rh. Scherina*, Parona (14, tav. II, f. 9-11; 22, tav. I, f. 16-20) ne peut pas être assimilée à la vraie *Rh. Scherina*, Gemm. (10, tav. X, f. 24), comme le faisait déjà remarquer E. Böse (23, p. 200). La largeur dépasse la longueur dans les formes typiques et les ailes sont très prononcées, caractères qui manquent aux échantillons de C.-F. Parona.

Je distinguerai parmi les figures de cet auteur deux espèces. L'une (14, tav. II, f. 11; 22, tav. I, f. 19) peut être considérée comme la *Rh. serrata*, Sow. dans la conception de Th. Davidson (1, pl. XV, f. 1). L'autre par contre (14, tav. II, f. 9, 10; 22, tav. I, f. 16, 17, 20) me semble être une nouvelle espèce qu'il faudra nommer à l'occasion. Je garderai pour le moment le nom de *Scherina*, mais en remplaçant le nom de Gemmellaro par celui de Parona. Celui qui fera la révision de la « Revisione » pourra alors introduire une nouvelle désignation.

Nous avons ainsi passé en revue les gisements des Brachiopodes d'où provenaient les types figurés par H. Haas. Entamons maintenant leur étude paléontologique.

C. -- **Paléontologie** : Les changements que nous pouvons apporter aux déterminations de H. Haas (17) résultent en grande partie de la détermination erronée de l'âge de ces Brachiopodes. Ceux du *Grammont* appartiennent soit au Sinémurien, soit au Lotharingien et non pas au Lias moyen comme le croyait

H. Haas. D'autres ont été ramassés dans le Dogger de Chala-vornayres, les fossiles liasiques de cet endroit ont été trou-vés dans des blocs erratiques. Les Brachiopodes figurés par H. Haas comme provenant des *Tours d'Aî* n'y ont jamais été. Il y a confusion d'étiquettes. Les Rhynchonelles du *Pissot* trou-vées dans les éboulis ne nous servent à rien, on n'a pas pu retrouver leur gisement. Peut-être sont-ils erratiques. Les Rh. Colombi, Renév. = Cartieri, Opp. silicifiés proviendraient dans ce cas du Sinémurien du Grammont. Il y a d'ailleurs beau-coup de chances pour qu'il en soit ainsi. Les Brachiopodes de *Rossinière* sont d'âge lotharingien et pliënsbachien.

I. Les Rhynchonelles :

Sinémurien du Grammont.

H. Haas (17).	L. Rollier (28)	E. Peterhans
1. Rh. Lorioli, Haas pl. VI, f. 12-18; p. 83 84	Lorioli, Haas p. 109	Cartieri, Opp. pl. II, f. 1-4
2. Rh. cf. subdecussata, Mstr. pl. V, f. 1, 5, 10, 13; p. 89 90 Rh. Paronai, Haas pl. V, f. 14, 15; p. 85 86	Paronai, Haas p. 109 10	plicatissima, Qu. pl. II, f. 5-8
3. Rh. cf. subdecussata Mstr. pl. V, f. 3, 4, 9, 11, 12; p. 89-90	vallesiaca, sp. nov.; p. 107	plicatissima, var. Salisburgensis, Neum. (Peterhans) pl. II, f. 9-12
1. Rh. Paronai, Haas pl. V, f. 2; p. 85/86	Paronai, Haas p. 109 10	plicatissima, var. Salisburgensis, Neum. (Peterhans) var.
5. Rh. Briseis, Gemm. ¹ pl. V, f. 16; p. 77-79	Briseis, Gemm. p. 107	plicatissima, Qu. var.

¹ Ajoutez à la légende p. 78, pl. V, f. 16 Chalavornayres au lieu de Grand-Caudon, Haute-Loire.

Je n'ai pas pu retrouver l'échantillon de la fig. 18, pl. V; qui lui aussi semble faire partie du groupe de la Rh. plicatissima, Qu.

6. Rh. Paronai, Haas pl. V, f. 6; 85/86		latifrons. Stur (Geyer)
7. Rh. Uhi, Haas pl. VI, f. 19; p. 82/83	Paronai, Haas p. 109/10	Greppini. Opp.

Lotharingien supérieur du Grammont.

8. Rh. Delmensis, Haas; 1887 = Briseis. var. belemnitica, Qu.: 1891 pl. V, f. 20/21, p. 79-82, 132-135	latecostata, sp. nov. p. 109	belemnitica, Qu. (Bösch)
9. Comme n° 8 pl. V, f. 19	Comme n° 8	Alberti, Opp. (Geyer)
10. Rh. furcillata, Theod. pl. VI, f. 20, p. 87/88	furcillata, Th. p. 94	furcillata, Theod.

Les Rhynchonelles du Pissot.

11. Rh. Colombi, Renev. pl. I, f. 17-19; p. 22-23, 130-31	Colombi, Renev., p. 83	Cartieri, Opp.
12. Rh. Paronai, Haas pl. V, f. 7-8; p. 85/86	Paronai, Haas p. 109-10	Rhynchonella sp.

Lotharingien et Pliensbachien de Rossinière.

13. Rh. Briseis, Gemm., var. belemnitica, Qu. pl. XI, f. 6; p. 135 = Rh. Calderinii, Parona dans 19, p. 62	Calderinii, Par. p. 83	belemnitica, Qu. (Bösch)
--	---------------------------	--------------------------

11. Rh. Briseis, Gemm., var. belemnitica, Qu. pl. XI, f. 4: p. 132/35	Rhynchonella sp. n., p. 393	variabilis, Schloth., var. fronto, Qu. (Rau)
15. Rh. Greppini, Opp. pl. XI, f. 7-8; p. 136/37	Greppini, Opp. p. 116	Greppini, Opp.

Dogger de Chalavornayres.

16. Rhynchonella sp. pl. V, f. 17: p. 87		plicatella, Sow.
---	--	------------------

1. — Il n'y a aucun doute sur l'identité de la Rh. Lorioli. Haas (1887) avec la *Cartieri*, Opp. (pl. II, f. 1-4) (6. p. 545: 20, pl. VII, f. 13, 14: p. 63/64). La forme générale si caractéristique, le crochet pointu et le sinus de la petite valve montrent des analogies si frappantes avec la *Cartieri* que tout commentaire reste superflu. G. Geyer (20, p. 64) remarquait déjà cette ressemblance, mais croyant se trouver en présence d'une forme du Lias moyen, il hésitait à la joindre à la forme d'A. Oppel. On peut réunir à cette même espèce la

Rh. acantica, Parona (15, pl. III, f. 6, 7?, 8?: p. 248) et probablement aussi la

Rh. Caroli, Gemm. (12, pl. XXXI, f. 79/81 (-87?): p. 123).

Plusieurs de nos échantillons, surtout de petits, ne montrent pas de côtes dans la partie postérieure de la coquille (voir pl. II, fig. 1). Ils se rapprochent de certaines formes de la Rh. retusifrons, Opp. décrites par G. Geyer (20, Taf. VII, f. 11). La retusifrons type n'a pas encore été trouvée au Grammont. G. Geyer remarquait d'ailleurs déjà les liens étroits qui relient les deux formes en question.

2 et 3. — La Rh. plicatissima, Qu. (pl. II, f. 5-8) est trop bien connue pour que nous nous y arrêtons longtemps. C'est une forme très variable, comme l'ont si bien fait remarquer A. Rothpletz (18, p. 139/40) et G. Geyer (20, p. 57/60). Dans notre matériel, on peut distinguer surtout deux formes. L'une nous montre une longueur qui dépasse en général la largeur, les côtes sont peu nombreuses. C'est la plicatissima

type. L'autre forme, plus volumineuse et le plus souvent d'une largeur dépassant la longueur, possède de nombreuses côtes. Elle peut être assimilée à la *Rh. Salisburgensis* de M. Neumayr (13. pl. I, f. 1; p. 8). Mais cette forme *Salisburgensis* nous semble n'être qu'une variété de l'espèce *plicatissima* (pl. II, f. 9-12).

La *Rh. Sordellii* Parona (15. pl. II, f. 3, 4; p. 242-43) du Lotharingien de Saltrio pourrait très bien faire partie du groupe de la *Rh. plicatissima*, Qu. H. Haas n'était donc pas loin de la vérité lorsqu'il assimilait d'abord certains de nos échantillons à l'espèce de C.-F. Parona (nom d'ailleurs conservé sur les étiquettes originales). Le type de la *Rh. Sordellii*, Parona du Lias moyen de Gozzano (14. pl. III, f. 4; p. 23) n'a par contre rien à faire avec l'espèce en question.

4 à 16. — Passons maintenant à l'étude de quelques *Rhynchonelles* dont on ne connaît que peu d'exemplaires. Des matériaux plus abondants apporteront peut-être des changements à ma manière de voir.

4. — Cette forme attribuée par H. Haas à sa *Rh. Paronai* ne peut y rester, car nous verrons que le holotype provenant du Pissot n'est pas assez défini pour permettre la création d'une nouvelle espèce.

Notre *Rhynchonelle* se rapproche par son aspect de la *Rh. plicatissima*, var. *Salisburgensis*, Neum. (*Peterhans*). Elle en diffère par ses côtes plus grossières et sa grandeur dépassant celle des formes usuelles. Je n'hésite pas à l'attribuer tout de même à l'espèce susmentionnée, la regardant comme une forme un peu aberrante (géante).

5. — Voici encore une variété de la *plicatissima*, Qu. Elle se rapproche par sa forme de la *Salisburgensis*, Neum., mais en diffère par un nombre moindre de côtes et un bourrelet, peu marqué d'ailleurs. Les côtes de la *Rh. Briseis*, Gemm. (10. pl. XI, f. 19, 20, 21?, 22; p. 77-78) à laquelle on attribuait notre échantillon sont beaucoup plus prononcées et la forme est plus ramassée.

6. — Etudions une dernière *Rhynchonelle* appartenant au groupe de la *plicatissima*, Qu. C'est la *Rh. latifrons*, Stur (20. pl. VI, f. 25-31; p. 51-55). Elle est représentée dans l'ouvrage de H. Haas sous le nom de *Rh. Paronai* et se rapproche le plus de la fig. 27 de G. Geyer (20). Le crochet proéminent si ca-

ractéristique de l'espèce est cassé sur notre échantillon. Les côtes se dichotomisent près du bec comme dans le type.

7 et 15. — La *Rh. Uhi*, Haas, de forme triangulaire (le dessin dans l'ouvrage de H. Haas n'est pas très réussi) à angles arrondis, pourvue de larges côtes peu nombreuses et sans sinus proprement dit, ne peut être comparée qu'à une jeune *Rh. Greppini*, *Opp.* (6, pl. XIII, f. 1; p. 545; 20, pl. VI, f. 1-9; p. 48-49). G. Greyer (20) figure malheureusement peu de petites formes de cette espèce de sorte qu'il existe un certain doute à l'égard de l'assimilation de l'*Uhi* à la *Greppini*.

Nos *Rh. Greppini*, *Opp.* de Rossinière (17, pl. XI, f. 7-8) correspondent bien aux formes analogues de Hierlatz. Elles ne caractérisent d'ailleurs pas seulement le Lias inférieur; on les trouve aussi dans le Lias moyen (p. ex.: 22, tav. II, f. 11).

8 et 13. — Pour ce qui concerne les formes si difficiles à distinguer des *Rh. variabilis*, v. Schloth., *Briseis*, *Gemm.* et *belemnitica*, *Qu.*, je m'en tiendrai aux ouvrages d'E. Böse et K. Rau (21, Seite 639-41; 23, S. 180-84; 24, S. 40-41).

Ainsi j'admets que la plus grande partie des *Rh. variabilis* décrites par G. Geyer (20, pl. IV, f. 16/22; pl. V, f. 1/13) sont des *Rh. belemnitica*, *Qu.* Les fig. 20 et 21 de la pl. V et fig. 6 de la pl. XI de H. Haas (17) correspondent bien à ces formes. Le sinus est en général mieux développé chez les *Rh. belemnitica*, *Qu. alpines* (17 et 20 pl. cit.) que dans l'holotype (4, Tab. 8, f. 15). Ce caractère varie d'ailleurs fortement. Il ne me semble pas assez important pour attribuer un nouveau nom aux *Rh. belemnitica*, *Qu.* de la Thétys. L. Rollier (28, p. 83) reprend pour l'échantillon figuré à la pl. XI, fig. 6 (17) le nom de *Rh. Calderinii*, Parona (14, pl. III, f. 2; p. 21-22; cité dans 19 à la p. 62) du Lias moyen de Gozzano. Cette forme en éventail à bourrelet prononcé diffère plus de la nôtre que celle-ci de la *belemnitica* souabe.

9. — La *Rh. Alberti*, *Opp.* (6, pl. XIII, f. 4; p. 546; 20, pl. V, f. 14-17; p. 43-44) rappelant la *belemnitica*, *Qu.*, mais pourvue d'une ornementation vigoureuse, semble aussi être représentée à la Dérotchiaz. La fig. 19 de la pl. V de H. Haas (17) la montre en effet peu différente des échantillons de Hierlatz. Le crochet si droit dans les types ne l'est moins dans l'exemplaire du Grammont.

10. — La *Rh. furcillata*, *Theod.*, reconnaissable à la dicho-

tomie des côtes qui se réunissent au bord frontal dans quelques plis peu accentués, fait aussi partie de la faune lotharingienne du Grammont. Toutefois, c'est plutôt une forme du Lias moyen.

Parmi ces Rhynchonelles déterminées par H. Haas (17) et mentionnées à la p. 88, se trouve une forme à sinus bien développé, à côtes prononcées dans la partie frontale rappelant tout à fait la *Rh. triplicata*, Phill. du Lias moyen (1, pl. XVI, f. 3). Elle en diffère par de très fines stries qui se montrent sur la partie postérieure du test. Cette différence ne m'empêche pas de joindre notre forme à la Rhynchonelle anglaise susmentionnée, car nous savons que la dichotomie des côtes se rencontre accidentellement parmi de nombreuses espèces.

11. — La *Rh. Colombi*, Renev. (7, pl. 3, f. 6-7; p. 84-85) a été fondée sur trois exemplaires, trouvés dans les éboulis du Pissot (17, p. 131). Ces Brachiopodes ont aussi été figurés par H. Haas (17, pl. I, f. 17-19; p. 22-23). Les côtes sont effacées sur la partie postérieure de la coquille. Par sa forme générale, son crochet pointu et le sinus de la petite valve, cette Rhynchonelle rappelle la *Rh. Cartieri*, Opp. Elle n'en diffère que par l'absence de côtes près du crochet. Mais nous avons déjà vu que l'ornementation peut y manquer (voir pl. II, fig. 1). L'espèce de E. Renevier tombe donc en synonymie avec la *Rh. Cartieri*, Opp. Elle peut disparaître de la littérature.

12. — Nous arrivons maintenant à la *Rh. Paronai*, Haas. H. Haas (17) y rangeait toutes les formes dont il ne savait que faire. Les échantillons regardés comme typiques par H. Haas (17, p. 85) proviennent des éboulis du Pissot (vignes de Ville-neuve). Leur gisement et par conséquent leur âge est inconnu, comme je l'ai déjà fait remarquer.

Les Rhynchonelles sinémuriennes du Grammont, placées parmi la *Paronai*, n'y ont rien à faire, comme nous venons de le voir. Ce sont des *Rh. plicatissima*, Qu. ou des formes voisines.

Examinons donc les deux exemplaires du Pissot figurés par H. Haas (17), les seuls qui représentent encore la *Paronai*. L'échantillon de la fig. 8, pl. V, mal reproduit d'ailleurs, est triangulaire, à bord frontal arrondi et sans sinus. Il se rapproche beaucoup de la *Rh. Greppini*, Opp. (20, pl. VI, f. 1-9), mais ne peut pas être assimilé à cette espèce, les profondes dépressions latérales y manquent.

Le type de la fig. 7, un peu écrasé, possède par contre un

sinus bien visible et sa forme est plus arrondie que celle de l'échantillon précédent. Nous concluons que la Paronai, Haas est une espèce très mal définie pour le moment, dont l'âge et le gisement sont inconnus. Il sera prudent de ne pas l'invoquer trop souvent dans les mémoires géologiques.

13. — Voir le n° 8.

14. — Voici la *Rh. variabilis*, v. *Schloth.* et plus spécialement une forme décrite par F.-A. Quenstedt comme *triplicata fronto* (9, Taf. 37, f. 182). K. Rau (24, Seite 41-42) la réunit, avec raison me semble-t-il, à la *Rh. variabilis*, v. *Schloth.* Notre échantillon correspond tout à fait au type de F.-A. Quenstedt. L. Rollier (28, p. 104) rejette la *variabilis* comme une *Rhynchonelle* mal définie au point de vue de son âge. E. Böse, qui en avait fait une étude très documentée (21, p. 640/41) démontrait pourtant que la *variabilis* était surtout considérée comme liasique par Schlotheim. Il ne la plaçait dans le Zechstein que par erreur. Si d'ailleurs nous voulions rejeter toutes les espèces anciennes sur lesquelles planent des doutes soit au sujet de leur niveau exact, soit de leur gisement, nous pourrions éliminer de nombreuses formes décrites par les premiers auteurs. La *Rh. variabilis*, v. *Schloth.* est un de ces exemples. Mais ce nom est tellement entré dans la littérature liasique et la forme en a été si bien définie par Th. Davidson (1, pl. XV, f. 8-10; 11, p. 208) que je jugerai inutile de vouloir l'éliminer.

15. — Voir le n° 7.

16. — La *Rhynchonella* sp. provient d'après H. Haas aussi de la Dérotchiaz. Ce fossile, non silicifié, nous montre une roche finement spathique, pseudoolithique et remplie de minuscules fragments dolomitiques arrondis. Je ne connais aucune roche liasique au Grammont qui présente cet aspect. Le fossile en question pourrait appartenir au Dogger, seulement celui-ci n'affleure pas au sommet du Grammont, par contre à l'E dans les environs de l'alpe de Chalavornayres. C'est une *Rhynchonelle* qui est tombée dans une fausse boîte. Elle peut très bien être assimilée à la *Rh. plicatella*, Sow. (1, pl. XVI, f. 7) du Bajocien anglais.

H. Haas (17, p. 93-94) cite en outre l'*Acanthothyris spinosa*, *Schloth.* L'examen des échantillons, conservés au Musée de Lausanne, me les font attribuer à l'*Acanthothyris costata*, d'Orb. du Bajocien. H. Haas plaçait évidemment cette forme aussi dans

le Lias moyen, car elle faisait partie, d'après lui, d'une faune liasique. Il conclut: « La provenance de précurseurs de la *Rh. spinosa*, forme typique du Dogger, dans des couches renfermant une riche faune de Brachiopodes ayant tous un caractère essentiellement liasique, est un phénomène de haute importance... Une erreur, au point de vue stratigraphique, ne me paraît guère possible... Le groupe de la *Rh. spinosa* prendrait donc déjà naissance dans le Lias moyen... » Toute cette belle construction doit malheureusement être abandonnée aujourd'hui, l'erreur stratigraphique n'est que trop visible.

Les Rhynchonelles sinémuriennes de la Dérotchiaz nous ont aussi donné l'occasion de vérifier la règle de P. Fallot et Ch. Jacob (27, p. 73-82), à savoir: « *La distribution des Rhynchonelles est commandée par les conditions de faciès* ».

Les calcaires et schistes siliceux à rognons de silex affleurent à la Dérotchiaz, épais au moins de 100 mètres. A la base, on constate des débris d'Hexactinellidés assez bien conservés. Plus haut, les rognons de silex les remplacent entièrement. Ces Hexactinellidés ne sont jamais mélangés avec d'autres éponges. Les Tetractinellidés, Lithistidés ou Monactinellidés manquent complètement. L'absence de ces formes nous met donc en présence d'une mer assez profonde. Dans les couches de base, nous apercevons en même temps des Rhynchonelles de petite taille et à ornementation faible (pl. II, fig. 5 et 9).

Au sommet de ce Sinémurien, par contre, affleure un banc perforé à Ammonites (*Arietites*, *Arnioceras*, *Cymbites*, *Agassiceras*) et Gastéropodes, donc une couche qui ne s'est déposée que dans une mer peu profonde. Les couches à Brachiopodes sousjacentes contiennent des Rhynchonelles, les mêmes espèces que précédemment, beaucoup plus grandes qu'à la base, à ornementation vigoureuse et à crochets saillants. Donc des Brachiopodes de mer peu profonde (pl. II, fig. 11).

Dans un même étage (Sinémurien) et dans les mêmes espèces, nous avons pu constater ainsi l'influence de la profondeur, du faciès en général, sur la forme des Rhynchonelles, si bien mise en lumière par les deux paléontologues français. Les petites formes à ornementation faible et crochets insignifiants peuplent les mers assez profondes. Les grandes, à ornementation et crochets vigoureux, préfèrent les eaux de faible profondeur.

Voici le nombre d'échantillons examinés:

Grammont, Siménurien:

Rh. Cartieri, Opp. 63 ex.; Rh. plicatissima, Qu. 119 ex.;
Rh. plicatissima, var. Salisburgensis, Neum. (Peterhans) 90 ex.;
Rh. Greppini, Opp. 1 ex.; Rh. latifrons, Stur (Geyer) 1 ex.

Grammont, Lotharingien:

Rh. belemnitica, Qu. (Böse) 7 ex.; Rh. furcillata, Theod.
3 ex.; Rh. Alberti, Opp. 1 ex.

Pissot, Lias inférieur, éboulis:

Rh. Cartieri, Opp. 3 ex.; Rh. sp. 2 ex.

Rossinière, Lotharingien et Pliensbachien:

Rh. belemnitica, Qu. (Böse) 1 ex.; Rh. variabilis, var. fronto,
Rau 1 ex.; Rh. Greppini, Opp. 2 ex. et d'autres formes non
figurées par H. Haas.

Résultats: La révision des Rhynchonelles nous a amené à réunir une partie des formes créées par H. Haas ou E. Renevier à des espèces déjà connues. Ainsi, les Rh. Lorioli, Haas; Uhi, Haas; Colombi, Renevier et probablement aussi la Rh. Paronai, Haas peuvent disparaître de la littérature.

Nos Rhynchonelles du Lias inférieur nous montrent un mélange de formes alpines (Rh. Alberti, Opp.; Rh. Cartieri, Opp.; Rh. latifrons, Stur (Geyer); Rh. Greppini, Opp.), avec d'autres qu'on rencontre un peu partout (Rh. plicatissima, Qu.; Rh. belemnitica, Qu.; Rh. furcillata, Theod.). Les Rhynchonelles ubiquistes dépassent en nombre les formes proprement méditerranéennes.

Les petites formes à ornementation faible et crochets insignifiants peuplent les mers assez profondes, les grandes à ornementation et crochets vigoureux préfèrent les eaux de faible profondeur.

II. Les Térébratules :

Il n'y a guère de groupes d'animaux liasiques dont les espèces soient aussi discutées et mal comprises que les Térébratules s. l. Ce fait est assez compréhensible. Les anciens auteurs figuraient en général un échantillon, à niveau stratigraphique souvent douteux. Leurs successeurs interprétaient ensuite ces formes aussi bien que possible, mais les figures peu nombreuses ne permettaient pas de se rendre compte des limi-

tes exactes de la forme étudiée. La même source de confusion existe encore aujourd'hui. Cet état de choses ne changera pas jusqu'au jour où l'on reprendra l'étude des gisements d'où provenaient les holotypes.

Ainsi, la détermination des Térébratules s. l. du Lias inférieur est une sorte de jeu de hasard. Le niveau stratigraphique décide en dernier lieu de l'attribution d'une forme à l'une ou l'autre des espèces en question.

La plupart des Térébratules du Grammont ont été attribuées par H. Haas à de jeunes individus de la *numismalis*, Lk. de la *sarthacensis*, d'Orb. Ces Brachiopodes ne dépassent en effet que rarement la longueur de 0,02 m. Plus de 95 % des échantillons restent en dessous de ce chiffre. Il est donc impossible que nous ne soyons en présence que de jeunes individus. Mais nous nous rappelons que H. Haas croyait trouver une faune du Lias moyen. Les Térébratules de cette époque sont en général plus volumineuses que celles du Lias inférieur. L'auteur a dû choisir l'hypothèse susmentionnée pour se débarrasser de ces petites formes.

Cette question est résolue aujourd'hui. Les couches à Brachiopodes du Grammont appartiennent au Lias inférieur et non pas au Lias moyen. La grandeur de ces Térébratules nous étonne plus, elle correspond très bien à celle des formes sœurs.

Voici la liste remaniée des Térébratules s. l. figurées par H. Haas (17):

Sinémurien du Grammont :

H. Haas (17)	L. Rollier (28)	E. Peterhans
17. <i>Z. numismalis</i> , Lk., jeunes ¹ pl. VII, f. 12, 13, 16, 17; p. 120 <i>Z. sarthacensis</i> , d'Orb. pl. VII, f. 11?, 15; p. 121	<i>Z. scalprata</i> , Qu. pour fig. 12, 13, 16, 17; p. 292	<i>Z. vicinalis</i> , v. Sc. (Qu.) pl. I, fig. 8-10

¹ Ajoutez à la légende p. 120: Pl. VII, f. 8-10 Tour d'Aï, côté de l'Eau froide au lieu de « Dérotchiaz, côté de l'Eau froide ». Pl. VII, f. 12-13 Dérotchiaz ou lieu de « De la même localité ».

L'échantillon de la fig. 8 n'a pas pu être retrouvé ni par Alph. Jean (26, p. 447) ni par moi.

18. <i>Z. numismalis</i> , Lk., jeunes pl. VII, f. 14; p. 120	<i>Z. scalprata</i> , Qu. p. 292	<i>Z. mutabilis</i> , Opp. pl. I, fig. 11, 12
19. <i>Z. sarthacensis</i> , d'Orb. pl. VII, f. 19-21; p. 121		<i>T. Grammontensis</i> , sp. n. pl. I, fig. 1-7
20. <i>Z. sarthacensis</i> , d'Orb. ² pl. VII, f. 3; p. 121		<i>T. ovatissima</i> , Qu.
21. <i>Z. sarthacensis</i> , d'Orb. pl. VII, f. 2; p. 121		<i>T. Andleri</i> , Opp.
22. <i>Z. sarthacensis</i> , d'Orb. pl. VII, f. 24; p. 121		<i>Zeilleria</i> sp.

Zeilleries du Grammont qui figurent sous l'étiquette« *Tours d'Âi* » :

23. <i>Z. numismalis</i> , Lk., jeunes pl. VII, f. 4-6; p. 120	<i>Z. scalprata</i> , Qu. p. 292	<i>Z. vicinalis</i> , v. Schloth. (Qu.)
24. <i>Z. numismalis</i> , Lk., jeunes pl. VII, f. 7, 9, 10; p. 120	<i>Z. scalprata</i> , Qu. p. 292	<i>Z. mutabilis</i> , Opp.

Dogger de Chalavornayres :

H. Haas (17)	L. Rollier (28)	E. Peterhans
25. <i>Z. sarthacensis</i> , d'Orb. pl. VII, f. 1; p. 121		<i>T. ovoïdes</i> , Sow. ; ou <i>T. trilineata</i> , Y. a. B.
26. <i>Z. fimbrioides</i> , E. Desl. pl. VII, f. 18; p. 111/12	<i>T. punctata</i> , Sow. p. 197, 392	<i>Terebratula</i> sp.
27. Comme n° 26 pl. VII, f. 22	Comme n° 26	<i>T. ventricosa</i> , v. Ziet.
28. Comme n° 26 pl. VII, f. 23	Comme n° 26	<i>T. Havesfieldensis</i> , Roll.

² Ajoutez à la légende p. 121 : Pl. VII, f. 3 de Chalavornayres ; Pl. VII, f. 2 de la Dérotchiaz.

17 et 23. — La *Zeilleria vicinalis*, v. *Schloth.* (9, pl. 46 f. 4/7) (pl. I, f. 8-10) du Grammont, reconnaissable à sa forme allongée, son bord frontal légèrement concave et à son crochet saillant, a été jusqu'à maintenant confondue avec de jeunes *Z. numismalis*, Lk. ou *sarthacensis*, d'Orb.

Cette espèce n'est connue que dans la province de l'Europe centrale. On pourrait peut-être lui assimiler la *Z. Wæhneri* Gemm. (12, pl. XXXI, f. 1/7; p. 114 15) mais il subsiste quelques doutes, l'âge de cette forme n'est pas assez connu.

18 et 24. — La *Z. mutabilis*, *Opp.* (6, pl. X, f. 7; p. 538 20, p. 18, 22) (pl. I, f. 11, 12) semble être un proche parent de la *vicinalis*. Elle ne s'en distingue que par sa plus grande largeur. Des formes typiques comme celle de la fig. 14 de H. Haas sont rares. L'angle de la ligne cardinale est en général plus aigu que dans le type et le crochet moins proéminent. Nos formes oscillent entre la *vicinalis* et la *mutabilis*.

La *Z. Choffati*, Haas (17, pl. IV, f. 20 22) des Préalpes internes (Bex) est plus allongée et plus grande. Mais elle aussi est une de ces nombreuses espèces qui se groupent autour de la *vicinalis*.

19. — Voici une Térébratule qui me semble appartenir à une nouvelle espèce. Elle est très fréquente au Grammont dont elle mérite de garder le nom. C'est la *Terebratula Grammontensis*, *sp. n.* (pl. I, fig. 1-7).

Forme: La forme très caractéristique ne varie que peu. Elle est ovale et allongée. Le bord frontal, en général arrondi, s'aplatit parfois un peu. La petite valve est peu bombée, la grande n'est pas non plus volumineuse. L'épaisseur maximale se trouve dans le tiers postérieur de la coquille. La commissure située dans un plan s'incline parfois un peu contre la petite valve, près du crochet. L'angle de la ligne cardinale varie sensiblement. On trouve des formes à ligne bien arrondie, puis d'autres nous montrent des angles obtus variables. La surface est couverte de stries d'accroissement.

Voici quelques mesures de la longueur, largeur et épaisseur en centimètres:

H. Haas (17) Peterhans

Pl. VII fig.	Pl. I fig.	longueur	largeur	épaisseur
	2	1,66	1,35	0,78
	1	1,62	1,35	0,73
		1,60	1,35	0,70
21	3	1,53	1,19	0,73
		1,50	1,16	0,60
	4	1,48	1,19	0,65
	5	1,46	1,20	0,58
20	6	1,46	1,15	0,65
		1,46	1,10	0,67
19		1,39	1,10	0,52
		1,35	1,13	0,59
		1,35	1,05	0,55
		1,34	1,14	0,52
	7	1,32	1,13	0,52
		1,31	1,12	0,54
		1,28	1,12	0,54
		1,28	1,06	0,57
		1,00	0,86	0,41
		0,90	0,80	0,37
		0,79	0,67	0,31

Crochet: Le crochet est très petit et peu recourbé. De courtes arêtes latérales très émoussées existent. Le foramen est grand pour la petite forme. Il se colle le plus souvent à la petite valve, ce qui nous empêche de voir le deltidium.

Appareil branchial: L'appareil est très court et ne dépasse guère le tiers postérieur de la coquille. Cette observation et la forme du crochet placent notre Brachiopode dans le genre « *Terebratula* ».

Rapports: Notre Térébratule fait partie du groupe de la *T. punctata*, Sow., des « *Uniplicaten* » d'A. Rothpletz (18, p. 77). Et en effet, la forme de la *Grammontensis* rappelle étrangement les jeunes individus de la *punctata* (p. ex.: 1, pl. VI, f. 5; 15, pl. III, f. 18-19; 20, pl. I, f. 13). Notre espèce peut être considérée comme la souche sinémurienne de cette dernière, qui apparaît au Lotharingien pour pulluler au Lias moyen. La *T. Falsani*, Roll. (28, p. 194; 8, pl. XIII, f. 7), ovatisima, Qu. (4, pl. IX, f. 1) et *Sinemuriensis*, Opp. (6, pl. X,

f. 2; p. 534) s'en rapprochent, mais elles sont beaucoup plus grandes.

Il ne faut donc jamais oublier que notre nouvelle espèce représente une forme *sinémurienne*, rappelant les jeunes de *T. punctata*, Sow. Vouloir l'assimiler à cette dernière me semble inutile. La petitesse des individus normaux l'en distingue assez.

Répartition géographique: Je ne connais la *Grammontella* ni dans les dépôts de l'Europe centrale, ni dans ceux de la Thétys. Ce n'est guère étonnant. Le faciès à Brachiopodes est très rare dans le Sinémurien alpin. Il n'a jamais été traité en monographie ni par les Autrichiens, ni par les Italiens. Nous ajoutons que les Térébratules de même âge du continent sont aussi très mal connues, on comprend que notre forme ne peut pas être signalée pour le moment en dehors des « Alpes médianes ».

20 à 22. — Nous passons maintenant à deux Térébratules et une Zeilleria dont on ne connaît qu'un échantillon de collection. Ce sont les seules sûrement sinémuriennes qui dépassent un peu la longueur de 0,02 m. Le test est silicifié comme tous les jours.

20. — Notre exemplaire rappelle bien la *T. ovatissima*, (4, pl. IX, f. 1). Il est un peu plus petit que la forme type et se rapproche des échantillons de Hierlatz (20, pl. I, f. 1). La grande valve dépasse la petite dans toute la moitié postérieure. Les arêtes latérales du crochet, très émoussées aux points de naissance, s'accroissent près du foramen. Celui-ci est malheureusement cassé.

21. — La *T. Andleri*, Opp. (6, pl. X, f. 4), proche parente de la précédente, s'en distingue par sa forme plus élargie. La grande valve ne dépasse la petite que dans la moitié postérieure de la coquille. Les arêtes latérales du crochet sont courtes, mais bien développées, rappelant celles des « Zeilleria ». Le foramen est grand. La commissure, située dans le plan, ne montre pas l'incurvation qu'on voit sur le dessin de H. Haas. Le bord frontal est aplati, la commissure y montre une légère dépression.

Les *T. Andleri*, Opp. et *ovatissima*, Qu. ont souvent été traitées comme des variétés de la *T. punctata*, Sow. Il est évident que ces formes ont des relations entre elles, mais il

semble inutile de vouloir mettre tout dans un même panier. Les *T. Andleri* et *ovatissima* peuplent surtout les mers du Lias inférieur. Les *punctata*, Sow. (1, pl. VI, f. 1) typiques y sont très rares, malgré les nombreuses citations. Ces dernières se développent alors au Lias moyen.

22. — L'échantillon de la *fig. 24* à crochet et contours abimés est presque indéterminable. Il est lagéniforme, à front étroit et rétréci. Le crochet cassé a dû être proéminent, flanqué de fortes carènes latérales. Le test est finement ponctué. C'est une *Zeilleria* voisine de la *Z. lageniformis*, Roll. (28, p. 287; 4, pl. 12, f. 13) ou mieux encore de la *Z. cf. vicinalis*, figurée par A. Quenstedt (9, pl. 46, f. 14).

23. — Voir le n° 17.

24. — Voir le n° 18.

25 à 28. — Ces échantillons, à part celui de la *fig. 18*, ne sont pas silicifiés. De couleur foncée (la *Térébratule* de la *fig. 22* est plus claire), ils nous montrent une roche siliceuse probablement éojurassique (*Dogger* intermédiaire), qui n'affleure pas à la Dérotchiaz. Ces fossiles ont peut-être été ramassés dans le *Dogger* de Chalavornayres.

Il est difficile de déterminer juste une *Térébratule* dont le niveau est connu. Pour des formes aussi peu caractéristiques que les nôtres, à position stratigraphique douteuse, cela devient presque impossible.

25. — Nous sommes ici en présence d'une forme qui rappelle étrangement la *T. ovoïdes*, Sow. (1, pl. VIII, f. 5). Elle est plus petite que le holotype. Les *Brachiopodes* de la *Thélys* atteignent d'ailleurs rarement la grandeur de ceux du continent. La grande valve de notre échantillon est obtusément carénée, comme l'indique la diagnose originelle. La coquille, par contre, est couverte de fines stries longitudinales. Elle se rapproche par ces stries et les trois lignes qu'on observe dans la partie postérieure de la petite valve, de la *T. trilineata*, Y. a. B. (1, pl. VIII, f. 68). Il se peut qu'elle fasse plutôt partie de cette espèce que de celle de Sowerby.

26. — Cette petite *Térébratule* est indéterminable spécifiquement. Elle est en partie silicifiée, mode de fossilisation caractéristique des *Brachiopodes* sinémuriens. Mais je ne crois pas qu'elle en fasse partie, de formes semblables ne m'y sont pas connues. On pourra la comparer aux jeunes *T. ovoïdes*,

Sow. figurées par E. Deslongchamps dans la « Paléontologie française ». à la pl. 61, fig. 3.

27. — L'échantillon de la fig. 22 représente probablement un jeune individu de la *T. ventricosa*, v. Ziet. La forme ne correspond pas trop mal aux figures originelles, la largeur maximum ne se trouve par contre pas aussi près du front que dans le holotype. De fines stries longitudinales couvrent la surface.

28. — Ainsi, nous arrivons à la dernière Térébratule. Je ne peux la comparer qu'à la *T. Havesfieldensis*, Roll. (28, p. 198, 11, pl. 16, f. 3/6). Les fines stries longitudinales, le crochet proéminent et la commissure frontale légèrement ondulée se retrouvent aussi dans les types. La largeur de notre échantillon est par contre plus faible et le front plus aplati. Cette Térébratule existe dans l'Aalénien anglais.

Les Térébratules et Rhynchonelles du gisement probable de Chalavornayres nous mettent donc en présence du Lias supérieur (*T. Havesfieldensis*) et de l'Eojurassique basal (Bajocien avec *T. ovoïdes*, *ventricosa*, *Rh. plicatella* et *Acanthothyris costata*).

Voici le nombre des échantillons liasiques examinés :

Z. vicinalis, v. Schloth. (Qu.) 44 ex.; *Z. mutabilis*, Opp. 27 ex.; *Zeilleria* sp. 1 ex.; *T. Grammontensis*, sp. n. 48 ex.; *T. ovatissima*, Qu. 1 ex.; *T. Andleri*, Opp. 1 ex., tous du Sinémurien du Grammont.

Résultats: La plus grande partie des Térébratules s. l. du Lias inférieur a bien pu être attribuée à des espèces déjà connues (*Z. vicinalis*, v. Schloth. (Qu.); *Z. mutabilis*, Opp.; *T. ovatissima*, Qu.; *T. Andleri*, Opp.). Une seule forme appelée *T. Grammontensis*, sp. n. me semble nouvelle. Elle fait partie du groupe de la *T. punctata*, Sow. Presque toutes ces Térébratules s. l. sont de petite taille. Leur longueur oscille entre 0.01-0.02 m.

Les Zeilleries et Térébratules de nos gisements sont pour la plupart répandues un peu partout, ne caractérisant aucune province paléozoologique européenne. Ces formes se différencient d'ailleurs beaucoup moins que les Rhynchonelles en passant d'un milieu à l'autre. Elles sont par conséquent moins sensibles aux changements des conditions vitales que ces dernières.

III. Les Spiriférines sinémuriennes du Grammont:

H. Haas (17)	L. Rollier (28)	E. Peterhans
4. Sp. Gilliéroni, Haas ¹ pl. VII, f. 26; p. 76-77	Spiriferina sp. ind. p. 66, 392	Sp. Foreli, Haas
1. Sp. recondita, Segu. ² pl. VII, f. 28; p. 75-76	Sp. recondita, Segu. p. 66	Sp. Foreli, Haas
1. Sp. rostrata, Schloth. pl. VII, f. 27; p. 73/75		Sp. obtusa, Opp.

Trois espèces de Spiriférines du Grammont ont été figurées par H. Haas. Les *Spiriferina rostrata*, Schloth., *recondita*, Segu. et *Gilliéroni*, Haas. L'étude de ces formes n'est guère aisée, elles sont mal conservées. Celles que H. Haas déterminait comme *Sp. Gilliéroni* et *recondita* appartiennent à une seule espèce, la *Spiriferina Foreli Haas*.

Etudions cette forme. Elle provient du Sinémurien de la série ultrahelvétique de Bex (17, pl. II, f. 11; p. 28-29). L'unique exemplaire qu'on a trouvé semble être jeune, vu sa petite taille. La petite valve est un peu décollée par rapport à la grande. Cette dernière est plus ou moins triangulaire. Le décollement des valves a tronqué un peu le bord frontal, qui est de ce fait trop rectiligne. Le crochet est droit, le sinus peu profond. L'aréa est grande, le foramen étroit. Sinus et ailes sont couverts de fines côtes arrondies, deux dans le sinus, huit environ sur chaque aile. Des stries d'accroissement couvrent le tout.

La petite valve plate forme un joli demi-cercle, à ligne cardinale droite et non pas brisée comme l'indique le dessin de H. Haas. Les stries d'accroissement et les fines côtes peu visibles couvrent les ailes et le bourrelet qui est peu proéminent.

29 et 30. — Etudions maintenant les deux Spiriférines en question, les *Sp. Gilliéroni*, Haas et *recondita*, Segu. J'ai pu

¹ La *Sp. Gilliéroni*, Haas (17, pl. VII, f. 29) des Ormonts n'a pas pu être retrouvée dans la collection du Musée de Lausanne.

² La *Sp. recondita*? Segu. des Tours d'Aï citée par Alph. Jeannet (26, p. 449) de la collection du Musée de Lausanne provient du Grammont. L'étiquette originelle porte les deux indications « Tour d'Aï » et « Dérotchiaz ».

examiner une quarantaine d'échantillons provenant de la collection des Musées de Berne et de Lausanne, ainsi que de la mienne. Une dizaine nous montrent des côtes dans le sinus et sur le bourrelet. Ces côtes restent cantonnées sur les ailes chez la plupart des autres. A part ce caractère, les formes de ces deux séries se ressemblent tout à fait.

Nous connaissons d'ailleurs d'autres espèces qui montrent le même phénomène. Ainsi G. Geyer (20, p. 78) cite des *Sp. pinguis* dont les sinus sont ornés de côtes et C.-F. Parona (15, pl. I, f. 7,9; p. 238/39) figure des *Sp. expansa* var. *plicata*. Par. à sinus lisses ou costulés. Les deux groupes d'A. Rothpletz (18, p. 162/64) « *costatæ lævisinuosæ* » et « *costatæ costatisinuosæ* » chevauchent donc parfois l'un sur l'autre.

On pourrait éviter cette confusion en déclarant que deux formes semblables qui ne se distinguent que par la présence ou l'absence de côtes dans le sinus n'appartiennent pas à la même espèce. Mais dans notre cas, on pourrait objecter que le nombre des côtes du sinus varie de 1 à 4 et qu'il serait par conséquent possible que ces côtes puissent disparaître tout à fait. On peut donc soutenir les deux opinions, je préfère la seconde.

Les Spiriférines en question possèdent une grande valve un peu triangulaire. Ce caractère est très prononcé chez les petits individus. Le crochet est droit, l'aréa grande et le foramen étroit. Le sinus est peu profond, avec (1-4) ou sans côtes. Les ailes sont ornées de stries d'accroissement et de fines côtes assez distantes, plus vigoureuses sur le bord frontal qu'au sommet du crochet. Ces côtes peuvent d'ailleurs presque disparaître. La *fig. 28* de H. Haas (17) représente une forme à côtes peu accentuées, la *fig. 26* un individu typique. Les échantillons ont été d'ailleurs mal reproduits.

La petite valve en demi-cercle, à bourrelet peu proéminent, est couverte d'une vingtaine de fines côtes arrondies, qui disparaissent parfois. Des stries d'accroissement existent. La ligne cardinale est droite et un peu moins large que la coquille.

Ainsi, nous voyons que nos Spiriférines du Grammont possèdent tous les caractères de la *Sp. Foreli*, Haas, à part la grandeur. L'unique exemplaire de la *Foreli* est petit. C'est probablement un jeune individu. Nous possédons plusieurs de ces petites formes dans notre matériel du Grammont. En admettant cette hypothèse, nos grandes formes décrites comme

Gilliéroni et *recondita* peuvent parfaitement être attribuées à la *Sp. Foreli*, Haas.

29. — J'assimile donc la *Sp. Gilliéroni*, Haas du Grammont, à la *Sp. Foreli*, Haas. Un sinus courbe, déformé peut-être mécaniquement, ne peut pas être considéré comme caractère distinctif. L'échantillon des Ormonts (17, pl. VII, f. 29) a été perdu. Il se peut qu'il fasse aussi partie de l'espèce en question.

30. — La *Sp. recondita*, Segu. du Grammont ne ressemble guère à l'espèce sicilienne, qui possède des côtes plus vigoureuses et sinus et bourrelet plus accentués (16, pl. XIX, f. 10). Les côtes manquent d'ailleurs complètement dans le sinus. La *recondita* du Grammont peut par contre être comparée à la *Sp. Foreli*, Haas comme nous venons de le voir.

La *Sp. Foreli*, Haas semble aussi être représentée à Hierlatz et en Sicile. G. Geyer (20, pl. IX, f. 10) la figure. Il la regarde comme une jeune *Sp. angulata*, Opp. et il ajoute que les côtes se montrent parfois aussi dans le sinus.

G. Gemmellaro (12, pl. XXXI, f. 47/49) crée une *Sp. semiplicata* qui ressemble étrangement à la *Sp. Foreli*, Haas. Les côtes semblent manquer dans le sinus. Si l'espèce de G. Gemmellaro était identique à celle de H. Haas, il faudrait accepter le nom italien qui a la priorité. On ne peut trancher la question avant d'avoir comparé les originaux de G. Gemmellaro aux nôtres.

31. — Voici une dernière Spiriférine que je voudrais attribuer à la *Sp. obtusa*, Opp. On ne connaît que deux grandes valves, mal conservées. La largeur dépasse la longueur. Le crochet est peu prononcé. La valve est presque lisse; on ne remarque que de vagues indices de côtes sur les ailes, qui peuvent exister chez *Sp. obtusa* (20, p. 76). Des stries d'accroissement sont présentes. Nos échantillons rappellent ceux de Hierlatz figurés par G. Geyer (20, pl. IX, f. 3). Le manque de matériel et l'état fragmentaire des deux exemplaires ne nous permettent pas de nous prononcer avec certitude sur la Spiriférine en question.

Voici le nombre des Spiriférines examinées: *Sp. Foreli*, Haas 43 ex.; *Sp. obtusa*, Opp. 2 ex.

Résultats: Les Spiriférines du Grammont figurées par H. Haas appartiennent à la *Sp. Foreli*, Haas et à la *Sp. obtusa*,

Opp. La Sp. Gilliéroni, Haas = Sp. Foreli, Haas peut disparaître de la littérature.

D. — *Conclusions*: La révision des Brachiopodes du Lias préalpin de la Suisse romande décrits et figurés par H. Haas (17) nous amène aux constatations suivantes:

1. Les Brachiopodes du Grammont font partie du Sinémurien, du Lotharingien et du Dogger (Eojurassique d'E. Haug), et non pas du Lias moyen comme le croyait H. Haas. Il n'a que les *Rh. furcillata*, *Theod.* et *Rh. triplicata*, *Phill.* qui proviennent peut-être en partie de couches pliënsbachienues.

2. Ceux du Dogger ont peut-être été ramassés dans les environs de l'alpe de Chalavornayres (Chavornaire de H. Haas). L'Eojurassique manque à la Dérotchiaz.

3. Les fossiles liasiques de Chalavornayres ont été trouvés dans des blocs erratiques.

Ceux étiquetés « Tours d'Aï » ne viennent pas de là. Ce sont des Brachiopodes du Grammont. Il y a confusion d'étiquettes.

5. Les Rhynchonelles du Pissot de provenance inconnue font probablement partie du Lias inférieur.

6. A Rossinière, on trouve des Rhynchonelles lotharingiennes et pliënsbachienues.

7. Plusieurs espèces de H. Haas tombent en synonymie avec d'autres: *Rh. Lorioli*, Haas = *Cartieri*, *Oppel*; *Rh. Uhi*, Haas = *Greppini*, *Opp.* jeune; *Rh. Colombi*, *Renév.* = *Cartieri*, *Opp.*; *Spiriferina Gilliéroni*, Haas = *Foreli*, Haas. La *Rh. Paronai*, Haas, mal définie et d'âge inconnu, doit aussi disparaître de la littérature. Les Rhynchonelles liasiques étudiées sont les suivantes:

Rh. Cartieri, *Opp.*; *plicatissima*, *Qu.*; *plicatissima* var. *Sa-lisburgensis*, *Neum.* (*Peterhans*); *latifrons*, *Stur* (*Geyer*); *Greppini*, *Opp.*; *Alberti*, *Opp.*; *belemnitica*, *Qu.* (*Böse*); *furcillata*, *Theod.*; *triplicata*, *Phill.*; *variabilis*, v. *Schloth.*

8. Une Térébratule sinémurienne inconnue jusqu'à aujourd'hui a dû être nommée. C'est la *T. Grammontensis*, sp. n. du groupe de la *T. punctata*, *Sow.* Les autres Térébratules s. l. liasiques se répartissent parmi:

Z. vicinalis, v. *Schloth.* (*Qu.*); *mutabilis*, *Opp.*; *Zeilleria* sp.; *T. ovatissima*, *Qu.*; *Andleri*, *Opp.*

9. Nous connaissons encore deux Spiriférines:

Sp. Foreli, Haas et Sp. obtusa, Opp.

10. Les Brachiopodes les plus fréquents sont:

Rh. plicatissima, var. Salisburgensis, Neum. (Peterhans) 190 ex.: plicatissima, Qu. 119 ex.; Rh. Cartieri, Opp. 63 ex.: T. Grammontensis, sp. n. 48 ex.; Z. vicinalis, v. Schloth. (Qu.) 44 ex.: Sp. Foreli, Haas 43 ex.; Z. mutabilis, Opp. 27 ex. Tous les autres sont rares.

11. La faune dans son ensemble nous présente un mélange de formes ubiquistes qui prédominent, avec d'autres surtout alpines (Rh. Cartieri, Opp.: Greppini, Opp.: latifrons, Stur (Geyer); Alberti, Opp.: Sp. Foreli, Haas; obtusa, Opp.). Les sédiments de notre nappe ont dû se déposer dans la Thétys assez loin du socle eurasiatique.

12. La règle de Ch. Jacob et P. Fallot (27, p. 73, 82) peut aussi être appliquée aux Rhynchonelles sinémuriennes de la Dérotchiaz (Grammont). Les petites formes préfèrent les eaux profondes, les grandes à ornementation et crochets vigoureux peuplent les faibles profondeurs.

La révision des Brachiopodes liasiques romands de la nappe des « Préalpes médianes » examinés par H. Haas (17) nous a donc fait voir le danger qu'on court en employant des collections de musées sans en vérifier les gisements originels et leurs relations stratigraphiques. C'est une leçon dont tous ceux qui s'occupent de paléontologie peuvent profiter.

BIBLIOGRAPHIE

Cette bibliographie ne contient que les ouvrages mentionnés dans le texte.

1. TH. DAVIDSON. — British foss. Brachiopoda. Vol. I, part. III: Oolitic and liassic Brachiopoda. *Palæontogr. Soc.*; 1851-52, 100 p., 18 pl.
2. B. STUDER. — Geologie der Schweiz. *Bern und Zürich*: 1851/1853, 2 Bände, 2. Band, 1853, Seite 42, 449.
3. E. SUESS. — Ueber die Brachiopoden der Kössener Schichten, *Sep.*: *Denkschr. k. Akad. der Wissensch.*; 1854, Bd. VII, 37 Seiten, 4 Tafeln.
4. F.-A. QUENSTEDT. — Der Jura. *Tübingen*: 1858, VI + 842 Seiten, 100 Tafeln.
5. A. FAURE. — Mém. sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie. *Mém. soc. phys. et sc. nat.*; Genève; 1859, t. XX, p. 21-23.
6. A. OPPEL. — Ueber die Brachiopoden des untern Lias. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*; 1861, Bd. XIII, Seite 529-550, Tafel X-XIII.

7. E. RENEVIER. — Notices géol. et pal. sur les Alpes vaudois es. I. Infralias *Bull. soc. vaud. sc. nat.*; 1864, t. VIII, p. 39-97, 3 pl.
8. E. DUMORTIER. — Dépôts jurassiques du Bassin du Rhône. 2^e partie. Lias inférieur. *Paris, F. Savy*; 1867, 252 p., 50 pl.
9. F.-A. QUENSTEDT. — Petrefactenkunde Deutschlands. 2. Band: Die Brachiopoden. *Leipzig*: 1874, IV + 748 Seiten, Atlas: Tafel 37-61
10. G.-G. GEMMELLARO. — Sopra i fossili della zona con Terebratula Aspasia, Menegh. della prov. di Palermo e di Trapani. Estr.: *Giorn. di sc. ed econom. di Palermo*: 1874, vol. X, p. 53-112, tav. X-XII.
11. TH. DAVIDSON. — Suppl. to the British jurassic and triassic Brachiopoda. Vol. IV, part. II. *Palæontogr. Soc.*: 1876-78, p. 73-242, pl. IX-XXIX.
12. G.-G. GEMMELLARO. — Sui fossili del calcareo cristallino delle mont. del Casale e di Bellampo... Estr.: *Giornale di sc. ed econom. di Palermo*: 1878, vol. XIII, p. 233-424, tav. XXI-XXXI.
13. M. NEUMAYR. — Zur Kenntniss der Fauna des untersten Lias. *Abh. k.-k. geol. Reichsanst.*; 1879, Bd. VII, Heft 5, 46 Seiten, 7 Tafeln.
14. C.-F. PARONA. — Il calcare liassico de Gozzano. *Real Acc. dei Lincei*: 1879-80 (1880), Memorie, vol. VIII, 32 p., 3 tav.
15. C.-F. PARONA. — I Brachiopodi liassici di Saltrio e Arzo nelle Prealpi lombarde. *Mem. real ist. lomb. di sc. e lett.*: 1885, vol. XV, p. 227-262, tav. I-VI.
16. G. SEGUENZA. — Le Spiriferina dei vari piani del Lias Messinese. *Boll. soc. geol. ital.*: 1885, vol. IV, p. 377-497, tav. XIX-XXI.
17. H. HAAS. — Etude monogr. et critique des Brachiopodes... des Alpes vaudoises... *Mém. soc. pal. Suisse*: 1885 t. XI, p. 1-66, 4 pl.; 1887, t. XIV, p. 67-126, 6 pl.; 1891, t. XVIII, p. 127-158, 1 pl.
18. A. ROTHPLETZ. — Geol.-pal. Monogr. der Vilsener Alpen. *Palæontographica*: 1886, Bd. XXXIII, 180 Seiten, 47 Tafeln.
19. E. FAYRE et H. SCHARDT. — Descr. géol. des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse... *Mat. carte géol. Suisse*: 1887, 22. livr., 20 + 636 + 15 p., 1 carte, 18 pl.
20. G. GEYER. — Ueber die liasischen Brachiopoden des Hierlatz. *Abh. k.-k. geol. Reichsanst.*: 1889, Bd. XX, 88 Seiten, 9 Tafeln.
21. E. BÖSE. — Die Fauna der liasischen Brachiopodenschichten bei Hinderlang (Algäu). *Jahrb. k.-k. geol. Reichsanst.*: 1892, Bd. XLII, Seite 627-650, Tafel XIV-XV.
22. C.-F. PARONA. — Revisione della fauna liassica di Gozzano in Piemonte. Estr.: *Mem. reale Accad. sc. di Torino*: 1892, serie II, vol. XLIII, 59 p., 2 tav.
23. E. BÖSE. — Die mittelliasische Brachiopodenfauna der öst. Nord-Alpen... *Palæontographica*: 1897, Bd. 44, Seite 145-235, Tafel XI-XVI.
24. K. RAE. — Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens... *Geol. u. pal. Abhandlungen*: 1905, Neue Folge, Bd. VI, Heft 5, 94 Seiten, 4 Tafeln.
25. F.-F. HAHN. — Neue Funde in nordalpinem Lias der Achenseegegend und bei Ehrwald. V. *Jahrb. für Mineralogie...*: 1911, Beil.-Bd. XXXII, Seite 333-377, Taf. XX-XXI.
26. A. JEANNET. — Monogr. géol. des Tours d'Ai... *Mat. carte géol. Suisse*: 1912-13, nouv. série 34. livr., 1. partie, VIII + 466 p., pl. II, IV-VII + A-B.

27. CH. JACOB et P. FALLOT. — Etude sur les Rhychonelles portlandiennes, néocomiennes et mésocrétacées du Sud-Est de la France. *Mém. soc. pal. Suisse* : 1913, t. XXXIX, 82 p., 11 pl.
28. L. ROLLIER. — Synopsis des Spirobranches jurassiques cello-souabes. *Mém. soc. pal. Suisse* : 1916-19, vol. XLI-XLIV, 422 p.
29. E. PETERHANS. — La tectonique du sommet du Grammont. *Bull. soc. suud. sc. nat.* : 1923-1924 (1925), t. 35, p. 273-282.

Explication de la planche I.

Térébratules et Zeilléries sinémuriennes du Grammont.

- | | | |
|---------|---|---|
| Fig. 1. | <i>Terebratula Grammontensis</i> , sp. n. : | Sinémurien, partie moyenne, Dérotchiaz, col. E. Peterhans. |
| Fig. 2. | Même espèce | Mêmes indications. |
| Fig. 3. | Même espèce | Orig. H. Haas, pl. VII, f. 21 ; Chalavornayres, col. E. Renevier. |
| Fig. 4. | Même espèce | Sinémurien, partie moyenne, Dérotchiaz, col. E. Peterhans. |
| Fig. 5. | Même espèce | Mêmes indications. |
| Fig. 6. | Même espèce | Orig. H. Haas, pl. VII, f. 20 ; Chalavornayres, col. E. Renevier. |
| Fig. 7. | Même espèce | Sinémurien, partie moyenne, Dérotchiaz, col. E. Peterhans. |

La figure représentant la Térébratule vu de côté montre une partie frontale trop pointue, due à une retouche défectueuse du graveur.

- | | | |
|----------|--|--|
| Fig. 8. | <i>Zeilleria vicinalis</i> , v. Schloth. (Qu.) : | Sinémurien, Crosses, col. M. Lugeon. |
| Fig. 9. | Même espèce | Sinémurien, partie moyenne, Dérotchiaz, col. E. Peterhans. |
| Fig. 10. | Mêmes espèce | Mêmes indications. |
| Fig. 11. | <i>Zeilleria mutabilis</i> , Opp. | Mêmes indications. |
| Fig. 12. | Même espèce | Mêmes indications. |

Toutes les figures sont en grandeur naturelle. La petite valve est tournée en bas sur les vues représentant la commissure frontale.

Explication de la planche II.

Rhychonelles sinémuriennes du Grammont.

- | | | |
|---------|------------------------------------|--|
| Fig. 1. | <i>Rhychonella Cartieri</i> , Opp. | Sinémurien, partie moyenne, Dérotchiaz, col. E. Peterhans. |
| Fig. 2. | Même espèce | Sinémurien, Crosses, col. E. Renevier. |
| Fig. 3. | Même espèce | Orig. H. Haas, pl. VI, f. 14 ; Dérotchiaz, col. E. Renevier. |
| Fig. 4. | Même espèce | Sinémurien, Crosses, col. E. Renevier. |

Fig. 5. *Rh. plicatissima*. Qu.

Fig. 6. Même espèce

La figure représentant *La Rhynchonelle* vue de côté, montre une petite valve aussi longue que la grande, de sorte que le crochet n'apparaît pas. S'agit d'une faute de reproduction.

Fig. 7. Même espèce

Fig. 8. Même espèce

Fig. 9. *Rh. plicatissima* var. *Salisburgensis*, Neum. (Peterhans)

Fig. 10. Même espèce

Fig. 11. Même espèce

Fig. 12. Même espèce

Toutes les figures sont en grandeur naturelle.

La petite valve est tournée en bas sur les vues représentant la commissure frontale.

Les échantillons figurés font partie de la collection du Musée de Lausanne. Nos Brachiopodes ont été photographiés au Laboratoire du Musée de Genève. M. M. Bedot, directeur, m'y a accueilli avec son amabilité habituelle. M. E. Joukowski, assistant, s'est chargé avec sa maîtrise bien connue de la prise des vues. Que ces deux savants reçoivent mes meilleurs remerciements.

Sinémurien, base, Dérotchiaz, col. E. Peterhans.

Sinémurien, Voys. col. Renevier.

Orig. H. Haas, pl. V, f. 10, versant N. col. E. Renevier.

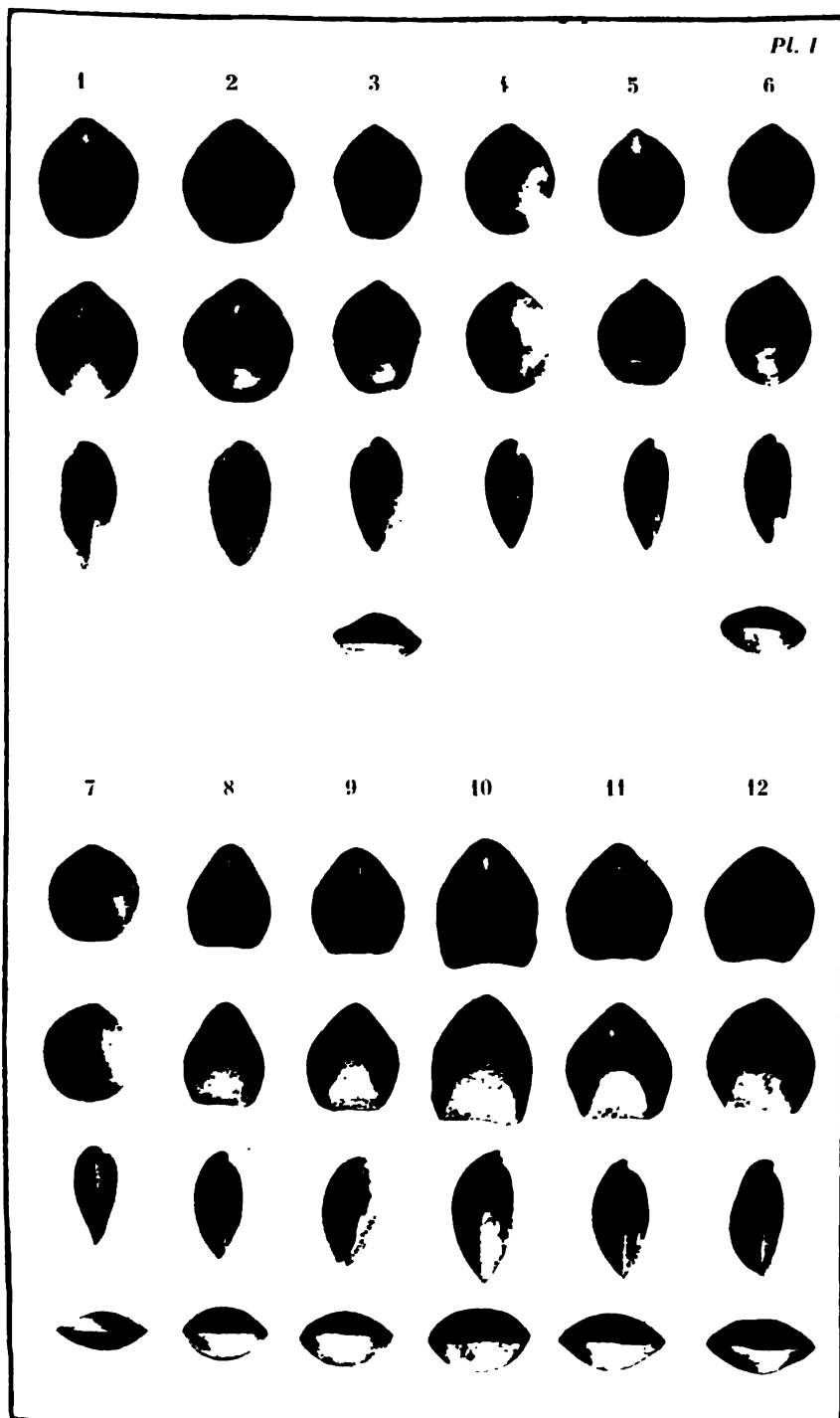
Orig. H. Haas, pl. V, f. 11, Dérotchiaz, col. E. Renevier.

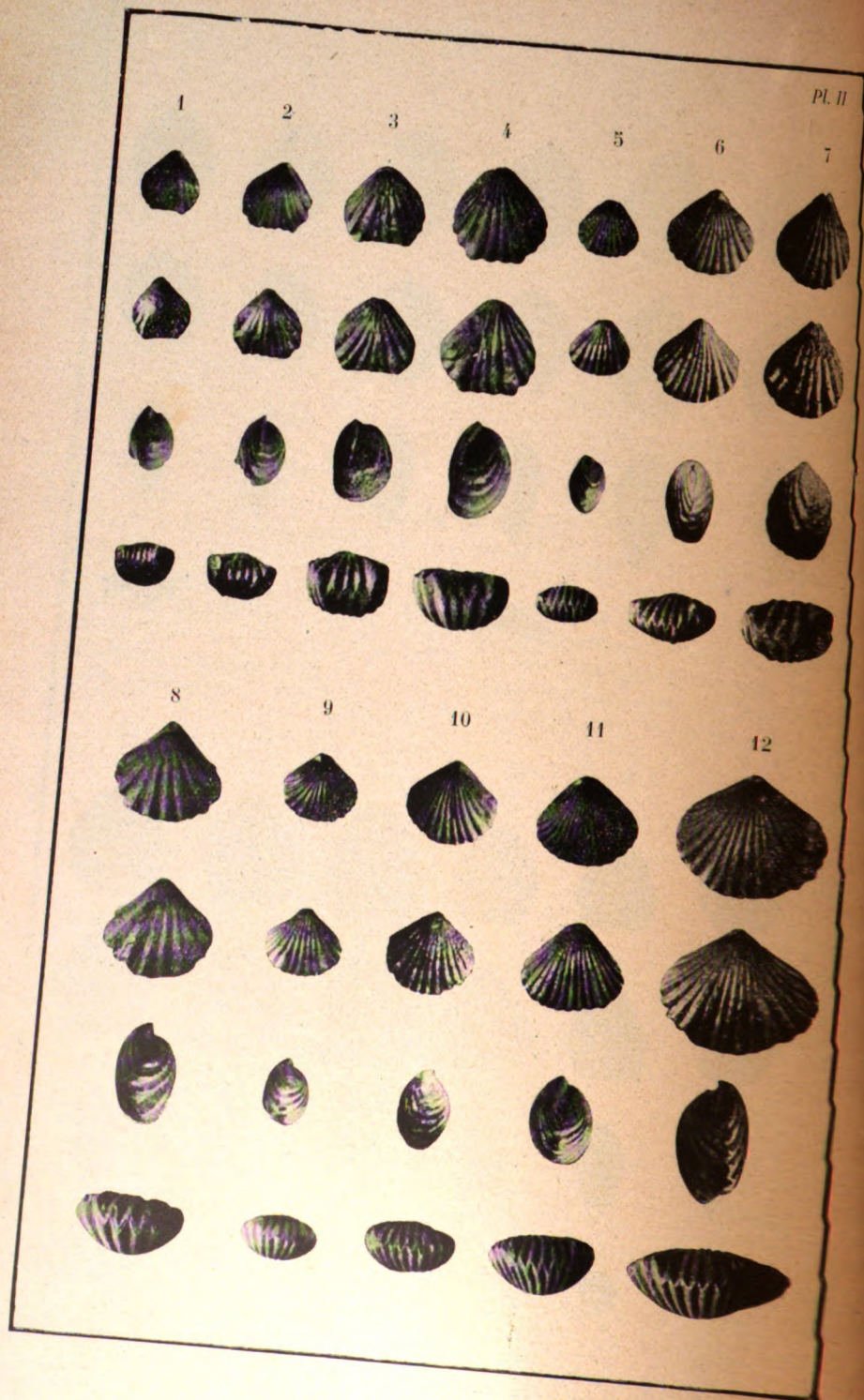
Sinémurien, partie moyenne, Dérotchiaz, col. E. Peterhans.

Orig. H. Haas, pl. V, f. 4, Dérotchiaz, col. E. Renevier.

Sinémurien, part. supérieure, Dérotchiaz, coll. E. Peterhans.

Orig. H. Haas, pl. V, f. 12, Dérotchiaz, col. E. Renevier.





UNIVERSITY OF CALIFORNIA LIBRARY

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 89

Jean-Paul SCHUMACHER

Description géologique des Environs de Rossinière
(Pays d'Enhaut vaudois)

A. MARCHINO, IMPRIMEUR, LAUSANNE
25, RUE DE BOURG, 25

1926

EARTH SCIENCES LIBRARY

AVANT - PROPOS

Le présent mémoire et la carte géologique au 1 : 25000 qui l'accompagne, ont été déposés au Laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne le 21 juin 1920, après que leur auteur ait passé les examens requis pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences.

Diverses circonstances ont retardé l'impression de ce travail. Nous le publions aujourd'hui, sans y rien modifier, bien que des recherches plus récentes aient conduit à une interprétation différente de la stratigraphie du Lias de Rossinière. Nous nous bornerons à indiquer, en notes infrapaginales, ces nouvelles interprétations.

Lausanne, janvier 1926.

Laboratoire de Géologie.

WILLIAM SCIENCE LIBRARY

Description géologique des Environs de Rossinière

INTRODUCTION

La région dont nous avons entrepris les levés géologiques, est située en Suisse, dans le Pays d'Enhaut (Canton de Vaud).

Elle est comprise sur la carte suisse au 1/100.000, feuille XVII.

La base topographique de notre lever est la carte Siegfried, feuilles 460 et 468 (échelle du 1/25000).

Notre carte est limitée à peu près de la façon suivante :

Au N., par l'arête qui va de la Dent de Combetta au Culand par la Becca de Cray, du Culand au village de Lessoc; à l'W., par le cours de la Sarine jusqu'à Montbovon et de là par une ligne droite jusqu'à l'angle SW de la feuille 460; au S., par le cours de l'Hongrin jusqu'aux environs de Tabousset.

Comme limite SE, nous avons pris la zone de Flysch jusqu'à la Frasse et enfin à l'E. c'est le torrent des Meiris qui termine notre région.

Notre carte touche au SE à la région levée et décrite par F. Jaccard (50), au S. à la carte qui accompagne la *Monographie des Tours d'Aï* de A. JEANNET (62) et au SW à la feuille 467 (Montreux) levée par G. HENNY (72).

Notre territoire est drainé par la Sarine et par son affluent principal, l'Hongrin.

La Sarine prend sa source au col du Sanetsch, puis se dirige d'abord vers le N. et s'engage près de Gstaad-Saanen dans la direction W. pour se recourber, près de la Tine, très brusquement vers le N.

L'Hongrin débute au lac Lioson, traverse le col des Mosses, coule aux confins de ma carte vers le NW puis fait encore un grand détour vers le NE avant de se déverser dans la Sarine près de Montbovon.

Sur son parcours à travers notre région, la Sarine reçoit plusieurs cours d'eau latéraux, de peu d'importance quant à leur volume, mais morphologiquement très caractéristiques; ce sont les « ruz », si typiques dans cette région des Préalpes.

Nous avons d'abord à droite: au dessus de la Frasse le torrent des Meiris, ensuite les torrents de Cray et des Chevallets, qui se réunissent au dessus de Rossinière; le torrent de la Venérie, en face de la Tine, l'Ondine près du hameau de Cuves et enfin le Torrent, qui se jette près de Lessoc dans la Sarine.

A gauche, la Tourneresse ne fait qu'effleurer notre région au SE. Du col de Sonlemont descend le torrent de Flumis, puis du massif de Planachaux-Corjon les torrents des Planches, des Riz et de la Sautaz.

Les principaux tributaires de l'Hongrin en ce qui concerne notre terrain sont le torrent de Pâqueret, des Coques et le torrent des Châtelards.

Là où l'Hongrin se faufile dans le canon, en dessous de Tabousset, il reçoit le Petit Hongrin. Plus en aval c'est le torrent de Chaude, descendant du col de Chaude, qui vient se joindre à lui.

EARTH SCIENCES LIBRARY

HISTORIQUE

La *Monographie géologique des Tours d'Ai*, par A. JEANNET (62) nous donne une liste bibliographique des plus complètes de la littérature préalpine.

A cette liste est joint un chapitre où M. JEANNET donne un aperçu historique de tous les travaux concernant les Préalpes.

Ce travail nous dispense d'en faire autant. Nous nous bornerons à citer seulement les ouvrages concernant directement notre région.

En 1834, B. STUDER nous donne dans sa *Geologie der westlichen Schweizer Alpen* (1) un aperçu de la région. Il subdivise les Préalpes en quatre différentes zones tectoniques. Le massif du Corjon et de la Becca de Cray appartient selon lui à la quatrième zone, c'est-à-dire au massif du Stockhorn s'étendant jusqu'à la Haute-Veveyse.

C'est encore le même savant qui le premier a distingué les pouddings de Mocausa (*Mocausagesteine*). Il les compare aux conglomérats du Mont Pélerin en insistant spécialement sur l'absence de roches cristallines parmi leurs éléments.

Dans la *Geologie der Schweiz* (2), le même auteur reprend sa première description de la région, sans ajouter de nouveaux détails.

Les travaux de W.-A. OOSTER (3,6), de C. VON FISCHER-OOSTER (4,6) et de E. FAVRE (7, 9, 10, 11, 12, 13) traitent plus spécialement de la paléontologie des Préalpes.

E. FAVRE nous donne en plus une description stratigraphique détaillée du Jurassique supérieur.

La polémique sur l'âge des cornieules a donné lieu à un grand nombre de publications, qui, actuellement, ne nous intéressent qu'au point de vue historique.

En 1884, H. SCHARDT publie un mémoire (14), où la partie orientale de notre région est décrite en détail. C'est en somme le premier travail où cette partie des Préalpes est traitée d'une manière plus approfondie.

La *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne de la feuille XII*, de V. GILLIÉRON (15) renferme beaucoup de données sur la géologie des Préalpes fribourgeoises et nous a permis de faire des comparaisons avec ces régions.

Le géologue qui étudie les Préalpes devra toujours recourir à la *Monographie des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais*, de E. FAVRE et H. SCHARDT (17). C'est H. SCHARDT en particulier qui a traité la partie qui nous intéresse.

Une carte géologique du Pays d'Enhaut au 1 : 50.000 et des coupes accompagnent la description.

H. SCHARDT n'admet pas la continuité entre le Trias près de Rossinière et les cornieules à l'E. du Culand.

Les cornieules de Rossinière appartiennent selon lui à l'a Siernes, qui se trouve entre le synclinal du Vanil Noir et le s Château-d'Œx. D'après SCHARDT, le synclinal du Vanil Noir se p dans le synclinal de Corjon et par conséquent le Trias de Cular tiendrait pas au grand anticlinal de Rossinière, mais à l'anti Sautaz-Culand.

Nous verrons plus loin, dans la partie tectonique de notre cette théorie est inadmissible.

La feuille XVII de la Carte géologique Suisse au 1:100,000, qui est à la monographie en question, contient une interprétation bea exacte de la région.

Les études de H. HAAS (16) et de O. HUG (31) sont purement giques, mais elles se rapportent à différentes localités de notre Le travail de H. HAAS est un peu confus en ce qui concerne la str cependant il nous a été d'une grande utilité pour la déterminat brachiopodes.

Dans une note, H. SCHARDT (32) revient sur la stratigraphie du rieur. Il compare les calcaires liasiques de Rossinière au marbre insiste sur la ressemblance de ceux-ci avec les calcaires d'Arzo et de Gozzano, des Alpes lombardes.

Dans le *Berner-Oberland Führer* de A. BALTZER (44), H. SCHA un aperçu sommaire de la vallée de la Sarine, entre Montbovon d'Œx, mais n'ajoute rien de nouveau aux travaux déjà parus.

En 1906, F. NUSSBAUM (46) a publié une étude sur les anciens la Sarine. Il nous a donné un grand nombre d'indications sur la de cette partie des Préalpes et cette étude est complétée par schématique.

En 1908, F. JACCARD (50) fait connaître ses recherches sur le Rübli-Gummfluh, région voisine de la nôtre.

En 1911, paraît la première partie de la *Monographie géol. Tours d'Aï* de A. JEANNET (62), travail auquel nous reviendrons au cours de notre étude.

Enfin L. HORWITZ a publié dans différentes notes (63, 65, 68, 7 sultat de ses recherches si importantes pour la stratigraphie du Bruns et d'Arsajous, dans les Préalpes fribourgeoises.

Ces notes nous ont permis de faire des comparaisons avec ces r forment le prolongement septentrional de notre territoire.

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie

CHAPITRE PREMIER

Trias.

§ 1. — *Généralités.*

Le Trias est représenté dans notre région par la cornieule, des dolomies et des schistes. Le gypse, qui se trouve encore dans la vallée de la Tinière, n'affleure point dans notre territoire. Plus au nord, au contraire, dans le vallon de Motélon, il apparaît de nouveau.

Je passe ici sur la dispute entre les divers géologues du XIX^me siècle qui, les uns, placèrent le gypse et la cornieule dans l'Eocène, les autres plus justement dans le Trias.

A. JEANNET nous en a donné un résumé très étendu, documenté par une bibliographie complète, dans sa monographie sur les Tours d'Aï (62).

* * *

§ 2. — *Trias de la région au nord de la Sarine.*

Sur le versant nord de la Sarine, nous pouvons suivre la cornieule, depuis la grande route de Rossinière à Cuves, jusqu'au dessus du chalet de Culand (1639 m.). Elle y forme un noyau anticlinal que je décrirai plus loin.

Les coupes nettes sont cependant fort rares. C'est seulement sur le sentier qui conduit de Rossinière à Bellegarde qu'on peut étudier le Trias un peu plus à fond. Ici, nous constatons que la cornieule est flanquée des deux côtés par des calcaires dolomitiques, blonds et pulvérulents.

En montant ce sentier, nous voyons la coupe suivante :

- | | | | |
|----|------------------------------|--------------|--------------------------------|
| 1. | Calcaires du Lias inférieur. | | |
| 2. | Entre les cotes | 980 et 1000 | Glaciaire. |
| 3. | » | 1000 et 1030 | Calcaire dolomitique env. 70 m |
| 4. | » | 1030 et 1055 | Cornieule env. 60 m |
| 5. | » | 1055 et 1065 | Calcaire dolomitique env. 30 m |
| 6. | » | 1065 et 1070 | Glaciaire. |
| 7. | Calcaires du Lias inférieur. | | |

Les limites entre les dolomies et la cornieule ne sont pas très nettes ; on a plutôt l'impression que la cornieule est dérivée de la dolomie décomposée en fragments par dissolution subaquatique, due à l'infiltration des eaux,

Au dessus des chalets de Sierne, on trouve dans un ravin peu profond, à l'altitude d'environ 1230 m., des marnes schisteuses, noires, sans fossiles, à direction N-S et à plongement vertical. Nous parlerons plus loin de ces schistes.

Les cornieules présentent généralement des surfaces bosselées et ces bosses, qui émergent du gazon, ont l'aspect de blocs isolés.

Il est à remarquer que les dolines, si fréquentes partout ailleurs dans les terrains du Trias, manquent complètement dans ce terrain de notre région ; cela nous fait supposer que le gypse n'arrive nulle part près de la surface.

* * *

§ 3. — *Trias de la région au sud de la Sarine.*

En poursuivant le grand anticlinal sur la rive gauche de la Sarine, nous retrouvons le Trias dans le torrent des Planches, à l'altitude de 1100 m. A cet endroit, il y a quelques grands blocs de cornieule sur les deux rives du torrent.

Le long du sentier qui mène du ruisseau aux Cottards, dans le Bois des Cottards, j'ai pu relever la coupe suivante :

- | | | |
|----|---|-------|
| 1. | Calcaires du Lias inférieur. | |
| 2. | A la cote 1180, calcaires dolomitiques, clairs, avec des intercalations de marnes jaunâtres | 70 m. |
| 3. | Une couche de marnes verdâtres et rougeâtres dans les dolomies marneuses | 0,25 |
| 4. | Un banc de calcaire dolomitique | 1,50 |
| 5. | Une couche de marnes verdâtres, moins nette qu'en 3 | 0,30 |
| 6. | Calcaires dolomitiques, avec quelques intercalations de schistes noirs | 45 m |
| 7. | A la cote 1200, calcaires du Lias inférieur. | |

L'épaisseur totale du Trias visible est par conséquent, pour le côté S. de l'anticlinal, d'environ 71 m. et pour le côté N., d'environ 46 m.

Ainsi, nous voyons que les calcaires dolomitiques sont presque partout situés au dessus de la cornieule et que dans la partie supérieure de ces dolomies, il y a des intercalations de marnes bariolées.

* * *

§ 4. — *Discussion sur l'âge.*

Le manque de fossiles nous oblige à faire des comparaisons avec des régions où ceux-ci ne font pas défaut, par exemple la série triasique de la Grande-Eau.

Voici les niveaux que A. JEANNET (62 p. 213) a pu distinguer là :

- a) Marnes à faciès Keuper avec calcaires dolomitiques blonds et cornieules locales.
- b) Calcaires dolomitiques blonds passant latéralement à des calcaires foncés d'une grande épaisseur.
- c) Cornieule supérieure.
- d) Calcaires foncés (Type St-Triphon) avec Diplopores.
- e) Cornieule inférieure.
- f) Quarzites.

Les fossiles renfermés dans la zone *d* sont caractéristiques pour l'âge virglorien-ladinien ou Muschelkalk. (*Spiriferina fragilis*, Schloth; *Waldheimia angusta*, Schloth; *Encrinus liliiformis*, Lamk; etc.)

Les calcaires foncés du Muschelkalk peuvent passer latéralement au gypse, apparaissant ordinairement en lentilles d'après M. LUGEON. (28)

Les zones *a*, *b* et *c* qui nous intéressent spécialement, sont donc supérieures au Muschelkalk.

Les marnes colorées sont comparables au Keuper et c'est la raison pour laquelle JEANNET les appelle « marnes à faciès Keuper ».

Dans les Grisons et dans le Tessin, les cornieules supérieures sont synchronisées aux couches de Raibl. Les dolomies, qui sont supérieures à la cornieule, se trouvent par conséquent entre le Keuper et les couches de Raibl et forment donc le Hauptdolomit.

En résumé, nous avons ainsi les niveaux suivants :

- | | |
|-------------------------------------|------------------|
| a) Marnes bariolées à faciès Keuper | Keuper supérieur |
| b) Calcaires dolomitiques blonds | Hauptdolomit. |
| c) Cornieules | Couches de Raibl |

* * *

§ 5. — Comparaisons avec d'autres régions.

Dans d'autres régions des Préalpes, la série trias analogue. Il découle des travaux de H. SCHARDT (17), F. (41,50), F. RABOWSKY (60), M. LUGEON (28), A. JEANNET BUXTORF (47), A. TOBLER (47), E. QUEREAU (22) et autres que dans la Rübli-Gummfluh, dans les Spielgärten et Klippes de la Suisse centrale, les dolomies sont supérieures cornieule et que le sommet du Trias est généralement couvert par des marnes noires ou bariolées.

Au Mythen se trouvent entre les gypses et les marbres grès à *Equisetum* tout à fait caractéristiques pour les couches de Raibl.

Les schistes bariolés présentent, d'après M. JEANNET, des analogies avec le Trias carpathique (faciès subatmosphérique).

Le Trias moyen par contre se rapproche davantage du Trias austro-alpin.

A cause du pincement énorme que notre Trias a subi dans la région, les limites entre les différents étages ne s'y distinguent que fort difficilement.

CHAPITRE DEUXIÈME

Lias inférieur et moyen.

§ 1. — Généralités.

Le Trias du territoire qui nous occupe est immédiatement surmonté par le Lias inférieur.

Le Rhétien et l'Hettangien, qui dans les prolongements du S. de notre anticlinal reposent directement sur les couches triasiques, manquent complètement dans notre région.

La seule mention concernant la présence du Rhétien aux environs de Rossinière se trouve dans le *Berneroblerland Führer* de BALTZER (44).

Cet auteur affirme que du Rhétien a été trouvé dans les fouilles pour une conduite d'eau sur la rive gauche de la Sarine.

Malgré toutes mes recherches, il m'a été impossible de prouver la présence du Rhétien dans la contrée. Plus loin nous reviendrons sur cette lacune stratigraphique.

Le Lias inférieur de Rossinière a déjà été mentionné par B. STUDER dans sa *Geologie der westlichen Schweizer Alpen* (1).

Il le décrit comme constitué par des calcaires gris foncé, grenus et fendillés, qui appartiennent probablement au Jurassique inférieur.

* * *

§ 2. — *Description du Lias au nord de la Sarine.*

Le Lias se présente dans notre région sous des aspects très variés. Sur la grande route, le long de la Sarine, de la Chaudanne à la Tine, nous avons la possibilité d'étudier dans de très bonnes conditions la succession de ces faciès.

Voici les couches qu'on rencontre en suivant la grande route :

Près de la gare de la Chaudanne, on trouve d'abord les calcaires du Dogger. En dessous de ceux-ci suivent des calcaires siliceux, gris plus ou moins foncé, qui passent vers l'W. à des calcaires spathiques, légèrement cristallins, avec des bancs d'entrouques.

Une grande partie du Bois de Cray est formée par ces calcaires.

Ils ont été exploités en dessous de la route près de Champ-Fay pour la construction du chemin de fer.

Un peu plus vers l'W., le glacier et le cône de déjection du torrent de Cray masquent ces calcaires, mais nous les retrouvons à la sortie du village de Rossinière, en dessous du chalet des Rez. A cet endroit, ces calcaires sont devenus beaucoup moins homogènes et ils alternent avec des bancs schisteux et marneux, gris foncé. L'épaisseur de ces bancs est d'environ 20-30 cm.

En dessous de cette assise suivent des bancs calcaires très

spathiques, à gros grains et avec des débris échinodermiques dans la masse. La roche est à cet endroit d'un rouge vif.

Sur la cassure fraîche, on voit fréquemment des taches blanches claires, dues probablement à la glauconie. Ces calcaires sont absolument identiques au marbre d'Arvel qu'on exploite à Villeneuve et dont A. JEANNET a donné une description.

OSTEN SACKEN a étudié cette roche en coupes minces (6) mais les renseignements qu'il donne sont peu précis quant à la structure ou au mode de sédimentation.

Quelques bancs contiennent un grand nombre de *Belemnites* et d'autres débris organiques, comme des *Rhynchonelles*, mais la plupart de ces restes ne sont pas déterminables.

La base de ces calcaires d'Arvel est constituée par un calcaire homogène, gris clair, à surface rugueuse. Ces calcaires contiennent encore quelques entroques, mais leur nombre est fort diminué.

Plus loin, le glacière empêche toute autre observation, sorte que le contact entre ces calcaires clairs et le Trias est masqué.

Après avoir traversé les corniches du Trias, qui forment le noyau de l'anticlinal, les mêmes calcaires gris clair réapparaissent. Nous sommes ici sur le flanc ouest de l'anticlinal. De ce côté, l'épaisseur est beaucoup plus considérable que de l'autre versant de l'anticlinal.

Les calcaires forment, en dessous de Solosex-Derrière, un escarpement rocheux bien visible de loin.

Les calcaires rouges typiques à entroques manquent sur le versant de l'anticlinal, mais ils sont peut-être remplacés par des calcaires à surface lisse, rosés, avec des noyaux de calcaires gris-clairs.

Cette couche n'a qu'une faible épaisseur puisque, au tournant de la route, nous retrouvons les calcaires foncés schisteux et peu consistants. Ces calcaires schisteux ont pour base une couche très marneuse de 0,10 m., qui renferme de nombreux lamellibranches.

Vers le haut, ces bancs calcaires s'épaississent graduellement et, au fur et à mesure que leur teneur en silice augmente, leur dureté devient plus grande.

Sur la surface altérée, on voit fréquemment des aspérités siliceuses, mises en saillie par l'érosion.

Dans ce massif calcaire, il y a de nombreuses intercalations

tions de bancs très spathiques, avec des entroques, mais ces derniers sont plus fréquents dans les niveaux plus élevés.

Nous pouvons diviser la masse du Lias inférieur par la zone schisteuse à lamellibranches en deux parties, c'est-à-dire en un *massif échinodermique supérieur* et en un *massif échinodermique inférieur*.

Vers le haut, le massif échinodermique supérieur passe aux calcaires schisteux et peu consistants du Lias supérieur et du Dogger.

Pour récapituler, nous faisons suivre une coupe complète du Lias, telle que nous l'observons sur la route depuis la Chaudanne jusqu'à la Tine.

- | | |
|--|----------|
| 1. Du torrent près de la gare de la Chaudanne jusqu'aux calcaires siliceux : des calcaires tendres et des schistes du Lias sup. et du Dogger | 200 m. |
| 2. Bancs de calcaires foncés siliceux | } 450 m. |
| 3. Bancs de calcaires spathiques à crinoïdes | |
| 4. Dépôts glaciaires et cônes de déjection. | |
| 5. Bancs calcaires alternant avec des schistes | 140 m. |
| 6. Calcaires rouges avec beaucoup d'entroques (Marbre d'Arvel) par place lumachelle | 45 m. |
| 7. Calcaires passant graduellement à la zone suivante. | |
| 8. Calcaires gris clair, homogènes, avec peu d'entroques, par places verdâtres | 9 m. |
| 9. Calcaires foncés, peu d'entroques | 6 m. |
| 10. Glaciaire. | |
| 11. Cornieules du Trias | 140 m. |
| 12. Glaciaire. | |
| 13. Calcaires gris clair homogènes | 165 m. |
| subdivisés en : | |
| a) Calcaires gris clair homogènes, avec peu d'entroques. | |
| b) Couche à Céphalopodes (Zone à <i>Am. Obtusum</i>). | |
| c) Calcaires schisteux gris foncé (1 m.). | |
| d) Calcaires gris par places verdâtres. | |
| e) Couche à brachiopodes. | |
| 14. Calcaires rougeâtres | 9 m. |
| 15. Calcaires foncés avec quelques entroques | 10 m. |
| 16. Couche marneuse et fétide à lamellibranches | 0,45 m. |
| 17. Calcaires schisteux, foncés | 19 m. |
| 18. Bancs calcaires gréseux, alternant avec des couches de silex de 0,25 m. et passant vers le haut à des calcaires siliceux, foncés | 50 m. |
| 19. Bancs calcaires à entroques | 15 m. |
| 20. Bancs calcaires spathiques | 15 m. |
| 21. Calcaires très schisteux (Lias supérieur?) | |

Les zones 7, 8, 13 et 14, renferment une belle faune de foraminifères. Ceux-ci manquent dans les calcaires rouges. (74)

C'est surtout vers le N., sur le flanc ouest de l'anticlinale que le Lias gagne en épaisseur. Au dessus de Ratevel, le contact entre le Trias et le Lias est facilement visible.

Le Trias forme un petit plateau marécageux, tandis que les calcaires du Lias inférieur s'élèvent en paroi verticale au dessus du Trias. Le calcaire est ici un peu plus foncé que long de la route et il présente sur la cassure fraîche une teinte brunâtre.

Les rochers à l'E. de la Sierne (1173 m.) sont constitués par le même calcaire, ainsi que la petite colline rocheuse derrière le chalet de Culand.

Sur le versant Est de l'anticlinal, ce sont surtout les calcaires, dits marbre d'Arvel, qui sont bien développés. Ils forment les deux versants du petit cirque à l'E. du chalet de Culand.

Le côté septentrional de l'arête au dessus du col de Culand jusqu'à la Pointe de Chaux, est formé par les mêmes calcaires spathiques.

Sur les pentes au Nord du petit vallon de Culand, les paysans ont entassé de nombreux blocs du calcaire clair homogène, nous les avons rencontrés ici dans l'éboulis, mais cependant jamais en place.

La colline de la Tour près Rossinière est également formée par les calcaires d'Arvel, mais ici le glacier les cache presque entièrement. Ils ont été mis à nu sur la ligne du chemin de fer.

Nous voyons en outre ces calcaires dans la gorge de la Sarine sous le pont de Rossinière.

* * *

§ 3. — *Lias au sud de la Sarine.*

Sur la rive gauche, on retrouve dans le Lias une coupe identique à celle de Solosex, mais quelque peu réduite.

Dans le torrent des Planches aussi, en s'approchant du cœur de l'anticlinal, on peut observer une coupe du Lias assez complète. Voici la suite des couches le long du sentier qui mène au Cottards, depuis le niveau 1163 :

- | | | | |
|----|------------------------------|--|-------|
| 1. | Entre les cotes 1165 et 1170 | Calcaires rouges à entroques
(calcaire d'Arvel) | 65 m. |
| 2. | » | 1170 et 1180 Calcaire lisse, gris clair | 80 m. |

Entre les cotes 1180 et 1200	Dolomies du Trias	117 m.
» 1200 et 1205	{ Calcaire gris clair	60 m.
» 1205 et 1240	{ Calcaires d'Arvel	50 m.
	Calcaire foncé siliceux (Massif échinodermique sup.)	65 m.
Cote 1240	Calcaires schisteux du Dogger	

Nous n'avons pas retrouvé ici la couche à lamellibranches, qui reste probablement cachée sous l'éboulis. Dans le torrent des Planches par contre, près de la cote 1075, on voit très bien cette couche former le toit des calcaires rouges à échinodermes.

Les rochers escarpés, qui émergent au milieu des forêts buffues sur la rive gauche de la Sarine et qui atteignent des hauteurs considérables, sont tous formés par les calcaires du massif échinodermique supérieur qui, cependant, est souvent difficile à distinguer des calcaires échinodermiques inférieurs. Ici, eux aussi, forment des pentes très raides.

Les terrains du Lias inférieur et moyen sont peu propices à la culture, raison pour laquelle on les a généralement abandonnés aux forêts de sapins.

* * *

§ 4. — *La faune du Lias.*

Entre le chalet de Solosex et la grande route, nous avons trouvé dans les calcaires gris la faune suivante :

Turbo odius, d'Orb.

Avicula (Oxytoma) sinemuriensis, d'Orb.

Pecten (Hinnites) Ugolinii, Fucini.

Rhynchonella Greppini, Oppel.

Rhynchonella Briseis, Gemmalaro, var. *belemnitica*, Quenst? Haas.

Terebratula punctata? Sow.

Spiriferina cf. Gillieron, Haas.

Le Musée de Lausanne possède quelques bons exemplaires récoltés en grande partie par Th. RITTENER pendant la construction de la grande route. Cette faune provient probablement du même endroit car, comme gisement, les étiquettes indiquent : « Grand rocher sur la route de Cuves à Rossinière, près du Carbre d'Arvel ».

Le seul rocher au bord de la route, qui renferme les fossiles trouvés par nous, est certainement le même qui a fourni à

RITTENER ses exemplaires. Du reste, la roche encroûtante est absolument identique.

J'ai redéterminé toutes ces espèces qui sont :

Cycloceras actæon, d'Orb.
Deroceras ziphus, Hehl et Zieten.
Aegoceras (Deroceras) muticum, d'Orb.
Turbo odius, d'Orb.
Turbo midas, d'Orb.
Avicula sinemuriensis, d'Orb?
Pecten Hehli, d'Orb.
Pecten textorius, Schloth.
Pecten (Hinnites) Ugolini, Fucini.
Lima punctata, Sow?
Rhynchonella Briseis, Gemmalaro, var. *belemnitica*, Quenst? Haas.
Terebratula punctata, Sow.
Spiriferina recondita, Seguenza, var. *papilionacea*?

Dans le calcaire d'Arvel, les fossiles deviennent déjà beaucoup moins nombreux et ceux qu'on trouve sont généralement très mal conservés.

En dehors des rostrés de Belemnites (prob. aff. *B. acutus* MILLER), qui dans certains bancs sont tellement nombreux qu'ils forment avec les tiges d'échinodermes et avec quelques radiolaires de *Cidaris* de vraies lumachelles, nous n'avons trouvé que les espèces suivantes :

Avicula sinemuriensis, d'Orb (au dessus du chalet de Culand).
Pecten (Hinnites) Ugolini? Fucini (Rive gauche de la Sarine).
 Coll. Musée de Lausanne).
Rhynchonella Greppini, Oppel?
Spiriferina cf. Walcott, Sow.

Dans la couche marneuse superposée aux calcaires d'Arvel, on trouve en grand nombre des *Pleuromya* et des *Astarte* en général mal conservées, mais nous sommes arrivés à déterminer quelques exemplaires comme suit :

Astarte cingulata, Terq.
Astarte consobrina, Chap. & Dew.
Pleuromya crassa, Ag.
Pleuromya striatula, Ag.

H. SCHARDT (17) avait pris la plupart pour des *Cardinies* et a donné pour cette raison le nom de couche à *Cardinies* à cette assise.

Abstraction faite des Zoophycos, qu'on trouve dans la zone schisteuse, nous n'avons trouvé, dans les calcaires siliceux

spathiques du massif échinodermique supérieur, aucun reste organique.

Parmi les blocs détachés, SCHARDT a trouvé dans les calcaires à crinoïdes :

Aegoceras planicosta, Sow.
Echioceras raricostatum, Ziet.
Lytoceras fimbriatum, Sow.

Les deux premières ammonites sont assez caractéristiques des zones à *Asteroceras obtusum* et à *Oxynoticeras oxynotum*. *Lytoceras fimbriatum* cadre mal avec les deux autres, puisque c'est une espèce propre à la zone à *Amaltheus margaritatus*.

Cette détermination a été probablement reconnue erronée puisque, dans sa « Stratigraphie du calcaire du Mont Arvel » (32), SCHARDT ne mentionne plus que *Aegoceras planicosta* et *Echioceras raricostatum*.

Comme brachiopodes, SCHARDT cite encore :

Rhynchonella variabilis, Schloth. var. *triplicata*, Phil.
Rhynchonella belemnitica, Quenst.
Rhynchonella Calderinii, Parona.
Rhynchonella discoidalis, Parona.

SCHARDT ajoute qu'on retrouve les deux premières espèces dans le Sinémurien de Bex et que les deux dernières sont nouvelles pour les Alpes vaudoises. On les retrouve seulement au sud des Alpes, dans le « calcaire cymbien » de Gozzano et de Saltrio.

Les échantillons de roche de ces deux dernières localités sont semblables à ceux de Rossinière.

HAAS a décrit les brachiopodes suivants, provenant des environs de Rossinière (16, pp. 29, 38, 77, 131) :

Rhynchonella belemnitica, Quenst.
Rhynchonella plicatissima, Quenst. du groupe *Rh. variabilis*.

Tous les deux se trouvent dans l'« Hettangien » de Rossinière.

La *Rhynchonella variabilis* de SCHARDT serait un synonyme de *Rh. Briseis*. De même que *Rh. Calderini* serait une grande forme de *Rh. Briseis*.

Rh. discoidalis, Parona, de SCHARDT, est identique à *Rh. Greppini*, Oppel.

Dans la couche à lamellibranches, GILLIERON (17) aurait trouvé un débris de *Coeloceras* (*Dactyloceras*) *anguinum*, Rein.

Selon notre avis, cette détermination ne suffit pas pour placer la couche à lamellibranches dans l'Infra-Toarcien ou dans le Toarcien inférieur pour lesquels cette ammonite est caractéristique.

* * *

§ 5. — *Age de ces couches* ¹⁾

Il suit des listes de fossiles que nous avons données ci-dessus que, à part les céphalopodes, les fossiles de plusieurs étages sont mélangés, et qu'il serait fort risqué de s'appuyer sur ces déterminations pour tirer des conclusions sur l'âge exact des calcaires blonds et des calcaires d'Arvel. De plus, il règne une grande confusion parmi les différents auteurs sur l'âge de ces brachiopodes et de ces mollusques.

Pour cette raison, nous nous baserons exclusivement sur les céphalopodes pour déterminer l'âge de ces calcaires.

Le bon exemplaire du *Deroceras Ziphus*, conservé au Muséum de Lausanne, est très caractéristique pour la zone à *Asteroceras obtusum*.

Cycloceras actaeon, d'Orb. et *Aegoceras muticum*, d'Orb. ont été trouvés ensemble dans le Lias de Saltrio.

¹⁾ Dans un travail intitulé *Révision des Brachiopodes liasiques du Grammont, des Tours d'Aï, du Pissot et de Rossinière, figurés dans l'ouvrage de H. Haug* qui vient de paraître dans les *Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, vol. 2, N° 6. (Bulletin du laboratoire de géologie de Lausanne, N° 38). M. E. PETERHANS a repris l'étude stratigraphique du Lias de Rossinière et établit comme suit l'âge des divers niveaux :

Massif échinodermique supérieur	Toarcien.
Couche marneuse à lamellibranches	Toarcien inférieur.
Marbre d'Arvel (calcaire rouge à entroques)	Domérien.
Calcaires gris clair	Pliensbachien et Lotharingien.

Ces nouvelles attributions sont fondées sur une revision complète des faunes recueillies par H. SCHARDT, Th. RITTENER et J.-P. SCHUMACHER.

L'âge toarcien de la couche à lamellibranches a été défini par E. PETERHANS dans l'ensemble des Préalpes médianes romandes et chablaisiennes; il confirme ainsi la détermination de GILLIÉRON que J.-P. SCHUMACHER conteste ci-dessus. (Voir E. PETERHANS: *Etude du Lias et des géanticlinaux des Préalpes médianes entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy*. — Nouveaux Mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, à paraître 1926.) (Note ajoutée lors de l'impression.)

Voici ce que dit G. PARONA à leur sujet (29) :

« Gli autori attribuiscono il *Cycloceras Actæon* alle zone inferiori del Lias medio, ma è probabile la sua precomparsa nel Lias inferiore italiano che sarebbe attestata anche dall'esemplare riferito per confronto al *Cycl. actæon* di Di Stefani e proveniente dal calcare ad *Arieti* di Sassorosso e Rozzio ».

Et plus loin (p. 31) :

« Questi cinque modelli (*Aegoceras muticum*) sono impietriti nel calcare identico a quello degli esemplari di *Arietites obtusus* ».

Aussi A. FRAUENFELDER (67) affirme-t-il que *Deroceras densinodum* (= *Aeg. muticum*) se trouve dans les Alpes Tessinoises dans le Sinémurien.

Des autres fossiles trouvés par cet auteur, dans le Sinémurien sensu lato, les espèces suivantes sont identiques à ceux de notre région :

Avicula inaequivalvis, Sow. (dans la brèche échinodermique).

Pecten Hehli, d'Orb. (Arzo).

Pecten textorius, Schloth. (brèche échinodermique).

Lima punctata, Terq. (calcaire siliceux).

Rhynchonella variabilis, Schloth. (Arzo et brèche échinodermique).

Terebratula punctata, Sow. (Arzo).

Spiriferina Walcottii, Sow. (Arzo et brèche échinodermique).

La grande ressemblance entre les deux faunes montre une parenté étroite des deux terrains.

De l'exposé que nous venons de donner, il suit que les calcaires gris clairs sous le calcaire rouge à entroques représentent la zone à *Obtusus* et peut-être partiellement la zone à *Oxynotum*. Cependant, il faut convenir que ces calcaires clairs ressemblent énormément au Sinémurien sensu stricto tel qu'il existe dans les Préalpes fribourgeoises.

Les marbres d'Arvel sont certainement un faciès spécial de ces calcaires car ils peuvent se superposer verticalement, ou se substituer horizontalement à ceux-ci.

Puisque le massif supérieur est si pauvre en fossiles, nous avons beaucoup de difficulté à le classer, mais comme son faciès est différent de celui des assises inférieures, nous l'avons tout de même marqué par un figuré spécial sur notre carte. En plus, les calcaires d'Arvel et les calcaires gris inférieurs ne sont jamais superposés à la couche à lamellibranches.

Jusqu'à nouvelle preuve, nous synchroniserons donc le massif échinodermique supérieur au Lias moyen soit au Pliensbachien.

La zone schisteuse qui correspondrait au Pliensbachien inférieur semble être assez constante puisqu'on la retrouve dans les carrières de Villeneuve, dans la gorge du Pissot (cependant avec des concrétions phosphatées qui ne se trouvent pas dans notre terrain) et à la Dérotchiaz, sur la rive gauche du Rhône.

Il paraît légitime de faire coïncider le changement de faciès avec la limite de deux étages. Pour cette raison, nous considérerons le niveau inférieur comme Lotharingien et le supérieur comme Piensbachien.

* * *

§ 6. — *Comparaison avec le Lias de la Tinière.*

L'étude stratigraphique détaillée du Lias de la vallée de la Tinière, faite par A. JEANNET (62) nous permet de faire des comparaisons et nous donne des indications sur le prolongement de notre anticlinal vers le Sud.

Nous avons déjà insisté sur la ressemblance de nos calcaires à entroques rouges avec les marbres d'Arvel.

Aussi JEANNET divise-t-il son Lias inférieur en un massif échinodermique supérieur, qu'il synchronise, comme nous, avec le Pliensbachien, et en un massif échinodermique inférieur qui présente selon lui le Sinémurien sensu lato.

Ces deux assises sont séparées par une couche marneuse à lamellibranches, identique à la nôtre.

Les bivalves trouvés dans cette couche sont pareils à ceux trouvés par nous. En outre, quelques brachiopodes (*Rhynchonella Briseis*, *Rh. plicatissima*, *Terebratula punctata*, *Spirifer recondita* et *Avicula sinemuriensis*) se retrouvent aussi dans notre région.

Au Mont Arvel, le Pliensbachien ne contient également pas d'organismes fossiles.

Dans le ravin du Pissot, la série liasique est distribuée de la manière suivante, de bas en haut :

1. Calcaires spathiques gris foncé qui reposent directement sur le Rhétanien. L'Hettangien manque ici.
2. Calcaires non spathiques gris foncé à pâte fine.
3. Calcaires spathiques clairs, avec *Rh. Briseis*. Le tout a 60-70 m. d'épaisseur.
4. Couche marneuse à lamellibranches, avec des nodules phosphatés.
5. Le massif échinodermique supérieur est formé par des calcaires clairs plus ou moins rosés.

JEANNET n'a point retrouvé à la base de cette coupe le banc à conglomérat, que L.-W. COLLET (54) a annoncé au même niveau stratigraphique dans les carrières d'Arvel. Nous ne l'avons pas retrouvé non plus.

D'après JEANNET, dans le torrent qui descend des Granges à l'E. du cimetière (Coupe 1) se trouvent les calcaires roses et blancs au dessus des calcaires spathiques verdâtres à brachiopodes, et ces deux couches sont superposées à des calcaires à patine brunâtre.

Dans la coupe 4 du torrent descendant du chalet du Noirmont au S. E. de Clavons, les calcaires spathiques verdâtres forment le sommet et les calcaires gris compacts légèrement spathiques avec *Avicula sinemuriensis* et des brachiopodes forment la base.

De la coupe 5 à l'E. S. E. de Clavons, JEANNET dit que des calcaires fins, gris clair, reposent directement sur le Trias. Il se pourrait que cette couche représente le Rhétien, mais aucun fossile reconnaissable n'en a donné la preuve.

Nous supposons que ce calcaire gris clair est identique à celui qui, à Rossinière, se trouve entre le Trias et le calcaire spathique rouge et que nous avons identifié avec le Lotharingien.

Si cette hypothèse se vérifie, la lacune stratigraphique dont il a été fait mention plus haut dans le § 1 commencerait au S. E. dans le ravin du Pissot, où le Lias inférieur (Sinémurien sensu lato) repose directement sur le Rhétien. Plus au N.-E., en suivant le flanc S. de l'anticlinal, cette lacune s'accroît et s'étend sur plusieurs étages, puisque le Rhétien manque déjà dans la coupe 5.

Cette lacune se prolonge jusque dans notre région, où le Lotharingien transgresse sur le Trias.

* * *

§ 7. — Comparaisons avec le Lias des Préalpes fribourgeoises.

Les Préalpes situées dans la continuation nord de notre région sont, jusqu'à la vallée de la Jogne, fort peu connues au point de vue géologique.

Au-delà de cette rivière, par contre, L. HORWITZ (63, 65) s'est livré à des études très approfondies.

Cet auteur distingue dans le Lias trois zones anticlinales :

1. Lias des massifs d'Arsajoux et de Thoosrain.
2. Zone Charmey-Lac Noir.
3. Zone de Im Fang-Bellegarde-col de Nuschels.

a) IM FANG-BELLEGARDE-COL DE NUSCHELS.

La troisième zone, qui nous intéresse spécialement, correspond à l'anticlinal de la vallée de la Tinière-Rossinière.

Voici une coupe schématique que M. HORWITZ a bien voulu me communiquer.

De haut en bas :

- | | |
|--|---------------------------------------|
| 1. Calcaires marneux | Domérien-Bathonien. |
| 2. Calcaires siliceux | |
| 3. Calcaires à entroques | Pliensbachien. |
| 4. Calcaires siliceux | |
| 5. Couche à glauconie, <i>brachiopodes</i> | |
| 6. Calcaires à entroques, <i>ammonites</i> . . . | Lotharingien (Zone à <i>obtusum</i>) |
| 7. Calcaires oolithiques | Hettangien.
Rhétien. |

On voit que dans cette région également, le Lotharingien est représenté par la zone à *Obtusum*. Du reste, il y a, à part la présence de l'Hettangien et du Rhétien une concordance remarquable entre nos deux régions.

Comme nous, dans les environs de Rossinière, M. HORWITZ a distingué dans sa région deux massifs à entroques.

Seulement cet auteur fait passer la limite entre le Lotharingien et le Pliensbachien là où une couche à glauconie et brachiopodes s'intercale entre les deux massifs calcaires. Il reste à savoir si cette couche correspond à notre couche à lamelles branchées.

Les calcaires rouges à brachiopodes de la zone de Bellegarde sont plus bréchoïdes que chez nous. Ils renferment souvent des petits cailloux jaunes, dolomitiques.

La lacune stratigraphique à la base du Lias ne continue pas jusqu'à cette région.

b) VALLÉE DE LA THOUANA.

Pendant une course de reconnaissance au dessus de Grandvillars, faite en compagnie de M. HORWITZ et dont celui-ci a donné un résumé (68), nous avons constaté l'existence d'une lacune dans la gorge de la Thouana au dessus de Grandvillars.

Sur le flanc E. de l'anticlinal, en montant depuis le col de Feyguire à Petzernetze, on voit le contact direct de la cornieule avec le calcaire lisse, gris clair, avec quelques entroques, que nous venons de déterminer dans notre région comme Lotharingien.

Vers l'extérieur de la chaîne, la série se complète davantage, puisqu'en montant depuis le col de Feyguire à la pointe 1716, on relève la coupe suivante :

1. Cornieule.
2. Calcaire dolomitique.
3. Calcaire gréseux roux, probablement Rhétien.
4. Calcaire gris foncé, assez homogène, Hettangien ?
5. Calcaire plus clair, Sinémurien sensu lato.

En outre, nous avons trouvé dans des blocs éboulés, au dessus du chalet de Chenaux, une lumachelle très caractéristique pour le Rhétien.

Il y a donc, comme HORWITZ l'observe très justement, une tendance à ce que la série des dépôts du Lias inférieur se complète, quand on s'approche du synclinal actuel.

Cette conception est confirmée par les observations faites par A. JEANNET (62 p. 346) où il constate l'absence du Rhétien et de l'Hettangien sur la rive gauche de la vallée de la Tinière à partir du Pissot, tandis que sur la rive droite le Rhétien et l'Hettangien sont probablement au complet.

Nous faisons remarquer aussi que dans notre région le Lias inférieur est plus épais sur le versant ouest que sur le versant oriental de l'anticlinal.

Le contraire a lieu dans les chaînes extérieures des Préalpes médianes, c'est-à-dire que les dépôts sédimentaires se complètent vers l'intérieur.

Tout fait supposer qu'il existait après le Trias dans la partie centrale des Préalpes médianes actuelles, située entre le Lac Léman et le Lac de Thoune, un anticlinal encadré de deux synclinaux.

* * *

§ 8. — *Hypothèses relatives à la lacune stratigraphique.*

L'hypothèse de l'existence d'un bombement ou d'un *anticlinal préjurassique* a été émise la première fois par A. JEANNET (62). Il donne une coupe schématique le long de l'anticlinal de

la Tinière actuelle pour démontrer les conditions de sédimentation après le Trias. Le Lotharingien a été figuré reposant directement sur le Trias dans la cluse de Rossinière.

Comme nous venons de le voir, nos conclusions confirment entièrement les hypothèses de A. JEANNET.

Il est assez étrange que le Lotharingien ne contienne pas de conglomérats à sa base, comme on devrait s'y attendre après une exondation d'aussi longue durée.

L. COLLET mentionne bien des conglomérats dans le Liénage inférieur des carrières d'Arvel, (54) mais il est à noter que ces conglomérats ne se trouvaient pas à la base du Sinémurien mais étaient situés bien plus haut, dans la couche à lamelles brisées. Ni JEANNET, ni moi nous n'avons retrouvé ces conglomérats plus loin vers le N.

Pour expliquer cette absence de conglomérats, on doit supposer que les sédiments marins déposés avant l'émersion du massif, n'étaient pas encore solidifiés quand cet anticlinal émergeait de la mer. Il se peut très bien que l'émersion ait seulement eu lieu à l'époque hettangienne et que le Rhétien ait été érodé par les agents atmosphériques pendant cette période de tectonique ferme.

Dans une adjonction postérieure à sa note sur les anciens plis dans les Préalpes médianes (68), H. HORWITZ revient sur l'explication des lacunes. Cet auteur suggère que ces lacunes pourraient bien être interprétées par une absence primitive de sédimentation, due par exemple aux courants marins.

K. ANDRÉE (49) et après lui L. REUTER (51) affirment que des courants marins peuvent empêcher toute sédimentation voire même éroder des dépôts déjà formés.

Si des courants marins ont existé pendant cette période dans ces mers, fait dont nous ne nions pas la possibilité, ceux-ci n'auraient certainement pas agi incessamment aux mêmes endroits pendant une aussi longue période que celle du Trias jusqu'au Lotharingien, période pendant laquelle des mouvements épirogéniques importants ont eu lieu.

En plus, les courants marins n'ont à une certaine profondeur qu'une force limitée. Comme preuve, je citerai le Gulfstream qui est l'un des courants marins les plus puissants que nous connaissions actuellement.

PILLSBURY (49) a mesuré entre Florida et Bahama des vitesses de 1,7-2,5 m./sec. à la surface de la mer. A 300 m. c

profondeur, la vitesse avait déjà diminué de la moitié, c'est-à-dire à 0,85 m./sec., et à 600-700 m., elle n'a plus qu'un dixième de la vitesse superficielle, soit 0,17 m./sec. Quand on considère que dans les grandes rivières actuelles les vitesses maximales peuvent atteindre, pendant la période des crues, des vitesses de 4 m./sec. et que le Rhin à Coblenz a une vitesse moyenne de 2 m./sec. et que, même à cette vitesse, des dépôts fluviaux peuvent se former, il est presque inadmissible d'attribuer les lacunes stratigraphiques de nos Préalpes à l'érosion sous-marine.

Il suit de recherches faites récemment par E. GAGNÉBIN, que des lacunes existent aussi dans les trois anticlinaux situés entre Montreux et le Moléson.

* * *

§ 9. — *Conditions de dépôt du Lias.*

En résumé, nous constatons que, après une exondation, qui a peut-être commencé à la fin du Trias, la mer du Lias inférieur (Lotharingien) envahit de nouveau notre région. Cette mer avait encore un faciès néritique, ce qui est prouvé par la faune variée des mollusques et des brachiopodes. Les calcaires rouges font supposer la proximité d'une terre ferme où se formait de la latérite. Après une rupture d'équilibre de la mer, correspondant à la couche à lamellibranches, les mêmes conditions se rétablissent pendant le dépôt des calcaires échinodermiques supérieurs.

Nous ne savons au juste à quel faciès correspondent les calcaires siliceux, mais après une sédimentation ininterrompue, le faciès du Dogger inférieur accuse très nettement, par des ammonites, un caractère bathyal. Pendant le Lias moyen et le Lias supérieur, la mer se sera peu à peu approfondie.

* * *

§ 10. — *Comparaisons avec le Lias du bord des Alpes.*

La discussion sur l'analogie des calcaires à échinodermes de Rossinière et les marbres d'Arvel avec le Lias des Alpes lombardes est classique.

H. SCHARDT a été le premier à démontrer la ressemblance

du Lias préalpin avec le « calcaire cymbien » de Gozzano, Saltrio et Arzo (17).

Pour lui, cette ressemblance était une des preuves principales de la provenance méridionale des Préalpes.

En effet, les deux faunes sont fort analogues, comme nous venons de le démontrer à la page 23.

Il suit des études de A. FRAUENFELDER (67) que les marbres d'Arzo sont plus anciens que les calcaires de Saltrio. Voici les conclusions auxquelles ce géologue arrive par l'étude stratigraphique des calcaires du faciès de Hierlatz.

Le brocatello d'Arzo, qui est bréchoïde, correspond à une transgression de la mer au Sinémurien inférieur. Les calcaires de Saltrio sont plus jeunes et la couche à ammonites insérée dans ces calcaires et accompagnée d'une belle faune de brachipodes correspond à une zone intermédiaire entre la zone à *obtusum* et la zone à *oxynotum*, avec un plus grand nombre d'espèces de la première zone.

La faune de notre région montre plus d'analogie avec les fossiles des calcaires de Saltrio qu'avec ceux des marbres d'Arzo. De même, dans les Alpes lombardes, le Lias inférieur (à Saltrio la zone à *obtusum* et à Arzo la zone à *Bucklandia*) transgresse sur le Trias.

La comparaison lithologique des marbres d'Arzel avec les marbres d'Arzo nous semble hardie. Quelques bancs seulement de notre Lias, par exemple ceux de la coupe de Solosex (page 18) supportent cette comparaison.

E. HAUG a longtemps combattu les théories de SCHUMACHER (25, 34). ¹⁾

Il a fait ressortir que le Lias inférieur des Préalpes a de grandes analogies avec les calcaires rhodaniens du Midi de France, ce qui proviendrait, selon lui, de ce que leur sédimentation a eu lieu comme le Lias rhodanien dans le géosynclinal dauphinois.

* * *

¹⁾ Dans un mémoire tout récent, E. HAUG a repris et développé ses objections à la théorie qui rattache les Préalpes médianes au versant méridional des Alpes. (Voir E. HAUG, *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales*. — (Bull. Soc. géol. de France, IV^e série, tome 1925, fascicule 3, novembre 1925). — (Note ajoutée lors de l'impression.)

§ 11. — *Liste critique des espèces trouvées dans le Lias inférieur et moyen.*

Cycloceras Actaeon, d'Orb.

- 1842, d'ORBIGNY, Terrains jurassiques, I, p. 232, pl. 61, fig. 1-3.
1856, VON HAUER, Cephalopoden d. Lias d. N. O. Alpen, p. 31, pl. IX, fig. 4-8.
1896, PARONA, Ammonites del Lias infer. di Saltrio, p. 31, pl. II, fig. 4.
1898, HUG, Beitr. zur Kenntnis d. Lias u. Dogger Amoniten d. Freiburger Alpen, II, p. 31, pl. XIII, fig. 4.

Au Musée de Lausanne se trouve un très bon exemplaire déterminé comme *Arietites (Asterocheras) stellare*? Sow., trouvé sur la route de Rossinière.

Cette ammonite se rapporte le mieux à la fig. IV, pl. II, de PARONA. Les côtes sont droites.

Un second exemplaire du Musée de Lausanne se rapporte davantage aux fig. 4-8, pl. IX, de VON HAUER. Les côtes de cette pièce sont légèrement flexueuses. Elle a été trouvée « par les ouvriers construisant la nouvelle route de Cuves à Rossinière, au delà du Grand Rocher, du côté de Rossinière, près de la lumachelle d'Arvel », don de Th. RITTENER 1886.

Ces deux ammonites se trouvent toutes les deux dans le calcaire gris clair, avec peu d'entroques, en dessous du calcaire du type marbre d'Arvel.

Deroceras ziphus, Hehl et Zieten.

- 1867, DUMORTIER, Foss. jurass. du bassin du Rhône, Lias infér., p. 176.
1878-1886, WRIGHT, Lias Ammonites, p. 335, pl. XXIV, fig. 6-8.
1879, REYNÈS, Monographie des Ammonites, pl. XXXVII, fig. 15-23 ;
pl. XXXIX, fig. 1-11 ;
pl. XL fig. 1-17.
1885, QUENSTEDT, Die Ammoniten d. Schwäbisch. Jura, I, p. 158, pl. 21, fig. 15.

Un très bon exemplaire existe au Musée de Lausanne, trouvé sur la route de Rossinière dans le Sinémurien supérieur = Lotharingien.

Cette ammonite ressemble le plus aux espèces figurées par REYNÈS. La section se rapproche des fig. 19, 20 et 21 de la pl. XXXVII et les côtes se rapprochent de la fig. 17 de la même planche. WRIGHT rapproche *Deroceras ziphus* de *Aegoceras planicosta*, Sow. M. HORWITZ a eu l'obligeance de me montrer des formes analogues des Préalpes fribourgeoises.

Aegoceras (Deroceras) muticum, d'Orb.

1842, D'ORBIGNY, Terrains jurassiques, p. 274, pl. 80.

1896, PARONA, Ammonites del Lias infer. di Saltrio, p. 29, pl. IV, fig. 2-3.

Cet exemplaire de la collection du Musée de Lausanne s rapporte le mieux à la fig. 2 et 3, planche IV, de PARONA.

PARONA dit au sujet d'*Aeg. muticum* (p. 29) :

« ...una forma se non identica, strettamente affine a *Aegoc. muticum* è l'*Amm. armatus densinodus* Quenst del Lias. Considerato quale *Aegoceras densinodum* de Neumayr e che rasi distingua dalla forma di d'Orbigny per un piu lento sviluppo della spira è perche i nodi del modello interno corrispondono alla spine del guscio ».

1878-1886, WRIGHT, Lias ammonites, p. 350, (*Ammonites Armatus densinodus* Quenst.)

pl. XXXVIII, fig. 5-6

pl. XXXIX, fig. 6-10.

pl. L, fig. 11-12.

1885, QUENSTEDT, Die Ammoniten der Schwäbischen Jura,

p. 180, pl. 22, fig. 50-53.

pl. 23, fig. 1-3.

Les espèces de WRIGHT ont des nodules plus épais, et les espèces de QUENSTEDT sont beaucoup plus grandes que celles du Musée de Lausanne.

Turbo odius, d'Orb.

1850, D'ORBIGNY, Terrains jurassiques, t. II, p. 333, pl. 327, fig. 8-10.

J'ai trouvé dans le calcaire à entroques sur la route de Rossinière à la Tine un exemplaire qui se rapporte assez bien à la fig. de D'ORBIGNY.

La spire est convexe et pourvue de deux angles sur la convexité. La bouche est presque anguleuse. 1 ex. coll. Musée de Lausanne. Cette pièce est plus grande (longueur 38 mm., largeur 24 mm.) mais tordue et cassée.

Turbo midas, d'Orb.

1850, D'ORBIGNY, Terrains jurassiques, t. II, p. 334, pl. 327, fig. 14-16.

1 ex. coll. Musée de Lausanne, Grande route Rossinière-Tine. Dimensions : longueur 9,5 mm. ; largeur 9 mm.

Astarte sp.

Les moules de ce genre sont très fréquents dans la couche à lamellibranches, au dessus du calcaire à entroques.

SCHARDT (19, p. 12) les a assimilés au genre *Cardinia*; GILLIÉRON (18) au genre *Mactromya*, tandis que DE LORIOI les a justement déterminés comme *Astarte sp.*

JEANNET (62, p. 442) ayant pu apercevoir la charnière, les rapporte à de jeunes *Astarte*.

Astarte cingulata, Terq?

1864, DUMORTIER, Foss. jurass. du bassin du Rhône, Infralias, p. 145, pl. XXIV, fig 10-12.

9 ex. de la couche à lamellibranches, route Rossinière-Cuves.

Astarte consobrina, Chap. & Dew. ?

1851, CHAPUIS et DEWALQUE, Lias du Luxembourg, p. 149, pl. XXII, fig. 3.

4 ex. de la couche à lamellibranches, route Rossinière-Cuves.

Astarte cingulata est généralement plus allongée que *A. consobrina*.

JEANNET pense que c'est peut-être une nouvelle espèce puisque l'identification n'est pas rigoureuse.

Pleuromya crassa, Ag.

1842-1845, AGASSIZ, Monographie des Myes, p. 240, pl. 28, fig. 4-6.

1867, DUMORTIER, Foss. jurass. du bassin du Rhône, Lias infér., p. 200.

1909, TRAUTH, Die Grestener Schichten, p. 115.

3 ex. de la couche à lamellibranches, route Rossinière-Cuves, qui se rapportent assez bien aux figures d'AGASSIZ.

Pleuromya striatula, Ag.

1842-1845, AGASSIZ, Monographie des Myes, p. 239, pl. 28, fig. 10-14.

1867, DUMORTIER, Foss. jurass. du bassin du Rhône, Lias infér.,
p. 49, pl. X, fig. 1-3.
p. 201, pl. XLVI, fig. 4.

1909, TRAUTH, Grestener Schichten, p. 114 (avec bibliographie complète).

6 ex. de la couche à lamellibranches, route Rossinière-Cuves. 1 ex. dans le calcaire rose à entroques. Coll. Musée de Lausanne.

Pl. striatula est représentée par le plus grand nombre d'individus.

Avicula (Oxytoma) sinemuriensis, d'Orb.

1850, d'ORBIGNY, Prodrôme, Sinémurien, N° 125.

1867, DUMORTIER, Foss. Jurass. du bassin du Rhône, Lias infér.

p. 68, pl. XV, fig. 8

p. 214, pl. XLVIII, fig. 2, 3.

Les exemplaires de notre région sont de petite taille (long. 5,5 mm.) et se rapprochent le plus de celui de la pl. XV, fig. 8. La forme est peu élargie.

La roche encroûtante est le calcaire clair lisse avec peu d'entrouques ou le marbre d'Arvel (1 ex.). Au dessus du chenal de Culand. 3 pièces déterminables.

Pecten Hehli, d'Orb.1834, GOLDFUSS, Petrefakten Deutschlands, t. II, *Pecten calvus*, p. 74, pl. 9, fig. 1.

1850, d'ORBIGNY, Prodrôme, Sinémurien, N° 130.

1864, DUMORTIER, Foss. jurass. du bassin du Rhône, Infralias,

p. 162, pl. XXIV, fig. 1.

1864, DUMORTIER, *ibidem*

Lias infér.,

p. 70, pl. XII, fig. 5, 6.

1903, v. BISTRAM, Val. Solda, p. 38.

1909, TRAUTSCH, Grestener Schichten, *Pecten (Entolium) Hehli*, p. 88.

3 bons exemplaires de la route Rossinière-Cuves, dans calcaire clair avec quelques entrouques. Coll. Musée de Lausanne.

Pecten textorius, Schloth ?

1834, GOLDFUSS, Petrefakten Deutschlands, t. II, p. 45, pl. 89, fig. 9.

1858, QUENSTEDT, Der Jura, p. 78, pl. 9, fig. 12.

p. 147, pl. 18, fig. 17.

1869, DUMORTIER, Foss. jurass. du bassin du Rhône, Lias moyen,

p. 303, pl. XXXIX, fig. 1.

Au Musée de Lausanne se trouve un *Pecten* trouvé dans « Sinémurien » près de la route Rossinière-Cuves. Ce *Pecten* a été déterminé *P. texturatus*, Goldf.

Sur la figure de *P. texturatus* de GOLDFUSS (p. 45, pl. 89, fig. 1) on remarque cependant que les stries de la valve se continuent sur les oreilles.

Sur notre exemplaire, par contre, les stries des oreilles sont perpendiculaires aux stries de la valve, ainsi que la planche DUMORTIER le dessine.

D'après DUMORTIER, le *P. textorius* est un peigne qui persiste depuis le Lias inférieur sans éprouver de changements notables.

Dans le Pliensbachien, la taille devient plus grande.

Pecten texturatus se rapproche beaucoup de *P. textorius*.

La planche de DUMORTIER représente une forme du Pliensbachien ; notre peigne a des dimensions plus petites.

Pecten (Hinnites) Ugolinii, Fucini.

1906, FUCINI, Fauna della zona a *Pentacrinus Tuberculatus* Mill.

Nous avons récolté deux bons exemplaires et quelques débris dans le banc calcaire gris avec peu d'entroques, route Rossinière-la Tine.

Au Musée de Lausanne se trouvent 2 ex. du « Grand Rocher » et un ex. douteux dans le calcaire rouge à entroques, provenant de la rive gauche de la Sarine, « en face du Grand Rocher ».

Lima punctata, Terquem. ?

1829, SOWERBY, Mineral Conchology, p. 166, pl. CXIII, fig. 1, 2.

1858, QUENSTEDT, Der Jura, p. 46, pl. IV, fig. 1.

1867, DUMORTIER, Foss. jurass. du bassin du Rhône, p. 63, pl. 213.

1909, TRAUTH, Grestener Schichten, p. 83.

Au Musée de Lausanne se trouve un mauvais exemplaire, route Rossinière-Cuves.

Rhynchonella Greppini, Oppel.

1861, OPPEL, Ueber die Brachiopoden des Untern Lias, p. 545, pl. XIII, fig. 1.

1889, GEYER, Lias Brachiopoden des Hierlatz, p. 48, pl. VI, fig. 1-9.

1891, HAAS, Monographie des Brachiopodes des Alpes vaudoises,

p. 136, pl. XI, fig. 7, 8.

1917, ROLLIER, Synopsis des Spirobranches Celto-Souabes, II, p. 116.

2 bons exemplaires provenant de la route Rossinière-Cuves se rapprochent le plus des figures 1 et 2 de GEYER. Ils sont encroûtés dans un calcaire gris très clair avec peu d'entroques. Des débris, probablement de la même espèce, sont abondants dans les calcaires à entroques rouges et blancs. SCHARDT cite dans sa Monographie des Préalpes vaudoises (p. 62) *Rh. discoidalis* Parona ; cette espèce est, d'après HAAS, DI-STEFANO et ROLLIER, identique à *Rh. Greppini*.

Il est très remarquable de noter que cette *Rhynchonella* est exclusivement une forme du Lias inférieur méditerranéen.

Rhynchonella Briseis, Gemmalaro, var. *belemnitica*, Quenst
Haas.

1885, HAAS, Monographie des Brachiopodes des Alpes vaudoises,
p. 132-135, pl. V, fig. 16, 18.
pl. VI, fig. 1-11.
pl. XI, fig. 4, 6.

1884, GEYER, Lias Brachiopoden des Hierlatz.

1917, ROLLIER, Synopsis des Spirobranches Celto-Souabes, 2, p. 84.

D'après GEYER, DI-STEFANO et HAAS, il y a des passages entre *Rh. belemnitica* et *Rh. Briseis* (= *Rh. variabilis* selon GEMMALARO). ROLLIER dit que *Rh. Briseis* var. *belemnitica* (non Quenst.) Haas du Suévien (= Sinémurien) de Rossinière (Haas pl. VI, fig. 11) est une nouvelle espèce ou une aberrance.

HAAS prétend que la grande forme de *Rh. Briseis* (pl. X fig. 6) est identique à *Rh. Calderinii* Parona.

ROLLIER, au contraire, dit que c'est une autre espèce (p. 83).

2 ex. du calcaire clair, route Rossinière-Cuves, se rapportent le mieux à la fig. 6, pl. XI, de Haas.

3 ex. Coll. Musée de Lausanne.

Terebratula punctata, Sow.

1829, SOWERBY, Mineral Conchology, t. 1, p. 46, pl. XV, fig. 4.

1905, RAU, Brachiopoden des Mittleren Lias Schwabens,
p. 46, pl. III, fig. 15-33.

1909, TRAUTH, Grestener Schichten, p. 68.

2 ex. dans un calcaire foncé avec beaucoup d'entrouques provenant de la route Rossinière-Cuves. Coll. Musée Lausanne.

Spiriferina cf. *Walcotti*, Sow?

1858, QUENSTEDT, Der Jura. Sp. betacalcis, p. 99, pl. XII, fig. 16.

1867, DUMORTIER, Foss. jurass. du bassin du Rhône, Lias inférieur,
p. 81, pl. XIV, fig. 6, 7.

1882, HAAS et PETRI, Brachiopoden von Elsass-Lothringen,
p. 296, pl. XVI, fig. 1, 2, 3.

1916, ROLLIER, Synopsis des Spirobranches Celto-Souabes, 1, p. 59.

Une empreinte dans le calcaire rouge à entroques, route Rossinière-Cuves.

La *Spiriferina Walcotti* est d'après ROLLIER fort caractéristique pour la zone à *Gryphea arcuata* « Suévien inférieur » ROLLIER = Sinémurien inférieur.

Puisque notre *Spiriferina* provient d'une zone plus supérieure, nous supposons que nous avons affaire à *Spiriferina betacalcis* Quenst. (Der Jura, p. 99, pl. XII, fig. 16) qui est d'après

ROLLIER (p. 61) une mutation de *Sp. Walcottii*, une forme du Lotharingien sup.

Les côtes de cette espèce sont moins fortes et l'area est plus élevée que chez *Sp. Walcottii*.

Spiriferina cf. *Gillieronii*, Haas.

1885, HAAS, Monogr. des Brachiopodes Rhétiens et Jurassiques des Alpes vaudoises, p. 76, pl. VII, fig. 26. 29.

1886, SEGUENZA, Le *Spiriferina* del Lias Messinese.

1916, ROLLIER, Synopsis des Spirobranches Celto-Souabes, 1, p. 66.

1 petit ex. du calcaire clair, route Rossinière-Cuves. Seule, la grande valve est conservée. Celle-ci est légèrement asymétrique du côté opposé à celui de l'espèce de HAAS, pour le reste identique à l'original de HAAS, conservé au Musée de Lausanne.

Dimensions : longueur, 19,2 mm.

largeur, 23,1 mm.

Sp. Gillieronii est en tous cas très rapprochée de *Sp. recondita* Seguen. On les trouve ensemble dans le même gisement (Dérotchiaz). ROLLIER suppose que la *Sp. Gillieronii* est une mutation de *Sp. Walcottii*.

Spiriferina recondita, Seguenza var. *papilionacea* ?

1885, HAAS, Monogr. des Brachiopodes des Alpes vaudoises, p. 75, pl. VII, fig. 28.

1886, SEGUENZA, Le *Spiriferina* del Lias Messinese, p. 438, pl. XIX, fig. 10.

SEGUENZA distingue d'après les dimensions les trois variétés suivantes :

	LONGUEUR	LARGEUR
<i>Sp. recondita</i> :	10-20 mm.	13-20 mm.
Var. <i>papilionacea</i> :	11-26 mm.	15-30 mm.
Var. <i>major</i> :	17-25 mm.	20-27 mm.

D'un exemplaire de la route Rossinière-Cuves, qui se trouve au Musée de Lausanne, les dimensions sont les suivantes :

	LONGUEUR	LARGEUR
Grande valve :	25,8 mm.	28 mm.
Petite valve :	21 mm.	28 mm.

Elle correspond donc le mieux à la variété *papilionacea*.

FAUNE MICROSCOPIQUE

Cristellaria cordiformis, Terquem.

- 1863, O. TERQUEM, Recherches sur les Foraminifères du Lias, III,
p. 203, pl. IX, fig. 14 a, b.
1908, A. ISSLER, Beiträge zur Stratigraphie d. Lias in Schwaben,
p. 82, fig. 269-271.

Cristellaria matutina, d'Orb.

- 1858, O. TERQUEM, loc. cit., I, p. 59, pl. III, fig. 14 a-c.
1908, A. ISSLER, loc. cit., p. 83, fig. 275-283.

Cristellaria prima, d'Orb.

- 1866, O. TERQUEM, loc. cit., VI, p. 513, pl. XXI, fig. 35.
1893, F. SELLHEIM, Beitrag zur Foraminiferenkenntnis der fränkischen
Jura. Dissertation Erlangen, p. 19, fig. 11. (Cr. semirecta, Sellheim.)
1903, T. SCHICK, Beiträge zur Kenntnis der Mikrofauna des Schwäbischen
Lias. Dissertation Tübingen, p. 135, fig. 16.
1908, A. ISSLER, loc. cit., p. 85, fig. 289-305.

Cette espèce est très fréquente dans notre Lias.

Fronicularia lanceolata, Hæusler.

- 1887, R. HÆUSLER, Microscopische Strukturverhältnisse der Aargauer Jura-
kalke. Dissertation, Zurich, p. 18, pl. II, fig. 3.
1908, A. ISSLER, loc. cit., p. 55, fig. 101-103.

Fronicularia nitida, Terquem.

- 1858, O. TERQUEM, loc. cit., I, p. 32, pl. I, fig. 9 a-c.
1908, A. ISSLER, loc. cit., p. 56, fig. 104-108

Cette forme se rapproche le plus de la fig. 105 de ISSLER.

Fronicularia pupiformis, Hæusler.

- 1887, R. HÆUSLER, loc. cit., p. 18, pl. II, fig. 7, 20, 26.
1908, A. ISSLER, loc. cit., p. 56, fig. 109-114.

CHAPITRE III

Jurassique inférieur et Lias supérieur.§ 1. — *Généralités.*

Ce sont les terrains du Dogger qui occupent la plus grande surface de notre région.

On peut nettement les diviser en deux assises, le massif supérieur étant formé par des bancs de calcaire, tandis que la partie inférieure est plutôt marneuse. Le premier correspond à peu près au Bathonien, tandis que le second a tous les caractères pétrographiques du Bajocien.

* * *

A. — DOMÉRIEN-BAJOCIEN

§ 2. — *Description du Lias supérieur et du Bajocien.*

La grande assise inférieure est extrêmement uniforme. Elle se compose d'une série de bancs d'un calcaire foncé, souvent grenu, alternant avec des schistes et des marnes brun foncé ou noires. Ces bancs peuvent avoir des épaisseurs variant entre 0,10 m. et 1,50 m.

Elle est généralement pauvre en fossiles. Les Zoophycos seuls abondent. On rencontre fréquemment des surfaces qui sont complètement couvertes par cette algue.

Malheureusement, les Zoophycos sont très répandus depuis le Lias moyen jusqu'au Bathonien et n'ont par conséquent aucune valeur pour la détermination des étages qui, ici, doivent aller du Lias supérieur au Bajocien compris. Le Lias supérieur est particulièrement pauvre en organismes déterminables et les quelques fossiles qu'on y trouve ne sont pas assez caractéristiques pour nous permettre de tirer des conclusions.

Les caractères lithologiques de ce Lias étant identiques à ceux du Bajocien, il nous a été impossible de séparer ces deux terrains. Nos prédécesseurs ont fixé une limite arbitraire. Aux endroits où les couches deviennent ou un peu plus marneuses ou plus schisteuses, ils placèrent l'Aalénien, ceci sans aucune preuve, puisque dans la partie moyenne du Bajocien on rencontre fréquemment les mêmes couches.

Pour cette raison, nous avons préféré réunir sur notre carte sous une même couleur tous les étages du Bajocien, du Lias supérieur et même le Domérien.

Sous l'influence des agents atmosphériques, le Bajocien se décompose particulièrement vite en une marne jaunâtre rouge-brunâtre, sans garder des traces de la stratification primitive. Les pâturages sont très riches sur le Bajocien et tranchent nettement avec le Lias moyen qui est, comme nous le savons, composé de calcaires durs et siliceux.

* * *

§ 3. — La faune du Bajocien.

Nous avons trouvé une faune bien conservée aux environs du chalet de Pâquier-Burnier.

Déjà FAVRE et SCHARDT mentionnent des fossiles trouvés par HERCOT pendant la construction de ce chalet.

Ils citent les espèces suivantes :

Stephanoceras Humphriesianum, Sow., en plusieurs formes et variétés.
Harpoceras Murchisonae, Sow., assez rare.
Harpoceras concavum? Sow., douteux, mauvais échantillon.
Phylloceras latricum, Pusch., commun.
Belemnites Blainvillei, d'Orb., commun.

Au Musée de Lausanne sont conservés quelques beaux exemplaires. Nous les avons redéterminés. Ce sont les espèces suivantes :

Sphaeroceras Brongniarti, Sow.
Stephanoceras Braikenridgii, Sow.
Oppelia subradiata, Sow.
Pocilomorphus cycloides, d'Orb.
Sonninia furticarinata, Quenst.
Phylloceras Demidoffi (= *Phyl. disputabile*, Rousseau).
Lyloceras tripartitum? Raspail (3 mauvais échantillons).

Nous avons trouvé personnellement dans les environs de Pâquier-Burnier et dans le torrent à l'ouest de Pâquier-Burnier-Lièvre les espèces suivantes :

Sphaeroceras Brongniarti, Sow.
Stephanoceras Braikenridgii, Sow.
Oppelia subradiata, Sow.
Sonninia furticarinata, Quenst.

Elles ont été recueillies dans des bancs d'un calcaire plus dur et plus foncé que le calcaire ordinaire du Bajocien.

Nous n'avons pas réussi à retrouver ces bancs fossilifères à d'autres endroits. Seulement entre le Bois de Venérie et Combarin, nous avons récolté *Phylloceras Demidoffi*, Rous.

* * *

§ 4. — *La faune du Lias supérieur.*

Le Lias supérieur est encore plus pauvre en fossiles. FAVRE et SCHARD citent cependant :

Harpoceras subplanatus, Oppel.

Phylloceras Nilssoni, Héb.

Posidonomya Bronni, Goldf.

Rhynchonella fimbria, Sow.

trouvés par BURNIER, qui était instituteur à Cuves, réunis dans un même bloc d'éboulis dans le torrent de l'Ondine. Ce bloc devait être probablement erratique, puisque la vallée de l'Ondine est en grande partie remplie par le glaciaire et que l'éboulis, qui couvre ce glaciaire, est formé exclusivement par les calcaires du Bathonien de la pente en dessous de Sonlemont.

Quelques bancs schisteux contiennent beaucoup de fucoïdes qui, d'après FAVRE, se rapprochent de :

Helmintopsis labyrinthica, Heer.

Helmintopsis intermedia, Heer.

Palaeodictyon alpinum, Heer.

Zoophycus scoparius, Thiol.

L'épaisseur de tout ce massif, du Domérien jusqu'au Bajocien supérieur, peut atteindre 450-500 m.

* * *

B. — BATHONIEN

L'aspect du Bathonien est beaucoup plus caractéristique que celui du Bajocien. Il présente une différence nette entre le versant ouest et le versant est de la chaîne de Cray.

§ 5. — *Zone I, versant ouest.*

Le Bathonien peut former des parois de calcaire, raides et escarpées. Ce calcaire est gris foncé, la surface exposée à l'air prend une coloration brun-rougeâtre, qui peut pénétrer assez profondément dans la roche. Si on casse ces calcaires, on

voit souvent apparaître un noyau foncé, entouré d'un large bord clair, parsemé de petites taches noires.

La roche peut devenir très gréseuse, par places oolithique et peut contenir des grains de quartz arrondis.

SCHARDT a dénommé fautivement ces couches si typiques « couches de Klaus ». Le nom de « couches de Klaus » ne peut être appliqué qu'aux calcaires à brachiopodes de Hallstadt.

Quelques bancs contiennent des restes d'échinodermes des *Zoophycos*. Toutes ces couches sont riches en débris de plantes, qui cependant n'occupent pas un niveau constant comme on l'a souvent affirmé.

Comme fossiles, on trouve seulement *Posidonomya alpina* et *Lytoceras tripartitum*, abondants dans certains bancs.

La partie supérieure de ces calcaires devient plus schisteuse et ressemble alors aux « dalles nacrées » des géologues du Jura. Ces calcaires schisteux sont bleuâtres ou légèrement verdâtres et contiennent par places des silex.

Directement au dessus de ces schistes suivent les couches grumeleuses du Jurassique supérieur.

La source de l'Ondine, en dessous des Evolliaux, jaillit à la limite des calcaires bathoniens avec les marnes bajociennes.

. . .

§ 6. — Zone II, versant est.

Sur le versant est de la chaîne de Cray, le Bathonien est beaucoup plus difficile à distinguer du Bajocien.

Voici la série des couches qu'on rencontre en montant la pente au dessus de Chabloz (1383 m.) :

1. Bancs de calcaire compact du Malm, en dessous du chalet.
2. Une bande de schistes grisâtres, 3-4 m.
3. Des rochers d'un calcaire fort clair à l'extérieur, foncé à l'intérieur, peu dur et, par places, schisteux.
4. Des bancs de calcaire brun, oolithique, par exemple près du mazon Patays (1440 m.).
5. Marnes et calcaires marneux et schisteux du Bajocien.

Les calcaires du Bathonien de ce versant sont fort clairs à l'extérieur et rappellent de loin le Malm, mais à la cassure fraîche l'aspect est bien différent, puisque ce calcaire est à l'intérieur très foncé et assez tendre. Par places ce calcaire est oolithique.

Les empreintes végétales manquent dans le Bathonien de ce versant.

Dans la cluse de la Chaudanne, le Bathonien est très aminci. La carrière sur la rive gauche de la Sarine, exploitée pour la chaux hydraulique, est entièrement dans le Bajocien, qui est un calcaire spathique, foncé, assez dur par ici.

Près de l'entrée de ladite carrière se trouvent quelques bancs de calcaire oolithique bathonien, épais de 2 à 3 m. seulement. On retrouve, en outre, ces mêmes bancs près du Pâquier-au-Lièvre.

La belle source vauclusienne de la Chaudanne sort à peu près à la limite entre le Bajocien et le Bathonien.

Au dessus du chalet de Chatmufins, et sur le versant sud de Beau-Regard, le Bathonien forme de nouveau des bancs épais de calcaire, oolithique par places. Ces rochers sont souvent à pic et très escarpés.

Près du chalet de Planachaux, le vrai calcaire bathonien typique réapparaît de nouveau. Les bancs sont gréseux et contiennent une brèche de petits cailloux dolomitiques d'un jaune clair. Sous le choc du marteau, ils répandent une odeur fétide.

Sur les pentes du Corjon, le Bathonien se distingue difficilement.

A la cote 1700, au dessus du col de Crau, des bancs calcaires sont intercalés entre deux assises de couches schisteuses. Le complexe supérieur de ces schistes est plus verdâtre, mais ressemble cependant beaucoup au Bajocien.

Directement au dessus de ces marnes verdâtres reposent les couches grumeleuses argoviennes.

Nous avons trouvé *Haploceras Erato*, d'Orb. près du torrent des Riz, dans de l'éboulis qui provient certainement du Corjon.

Parmi l'éboulis, en dessous de la paroi Est du vallon de la Sautaz, se trouvent fort peu de calcaires typiques du Bathonien.

Nous avons trouvé cependant au milieu de ces blocs des *Lytoceras tripartitum* et en outre quelques empreintes végétales.

La base de cette paroi est formée par des bancs calcaires de 0,15 à 0,20 m. alternant avec des couches de schistes marneux de 0,10 à 0,15 m.

Sur le versant ouest du vallon, c'est la première zone qui réapparaît de nouveau avec le calcaire typique du Bathonien, comme nous l'avons décrit aux pages 41-42.

L'épaisseur du Bathonien est très variable dans la zone et peut aller de 5 m. à 80 m.

§ 7. — Age de la faune du Dogger et du Lias supérieur.

Dans son *Beitrag zur paläontologischen Kenntniss der westlichen Schweizer-Alpen*, C. VON FISCHER-OOSTER mentionne les espèces suivantes trouvées par CARDINAUX aux Echines (montagne près d'Eculens sur Rossinière) :

1. *Perisphinctes Martinsi*, d'Orb.
2. *Kepplerites Gowerianus*, Sow.
3. *Morphoceras dimorphum*, d'Orb.
4. *Stephanoceras Humphriesianum*, Sow.
5. *Stephanoceras Braikenridgi*, d'Orb.
6. *Hecticoceras compressum*, Quenst.
7. *Lyloceras adeloides*, d'Orb.
8. *Lyloceras Eudesianum*, d'Orb.
9. *Phylloceras tatricum*, Pusch.
10. *Phylloceras viator*, d'Orb.
11. *Belemnites subfusiformis*, Rasp.
12. *Lima cotaldina*, d'Orb.
13. *Lima Mantelli*, Goldf.
14. *Lima clypeiformis*, d'Orb.
15. *Rhynchonella multiformis*, Röm.
16. *Terebratula hippopus*, d'Orb.
17. *Terebratula pseudo jurensis*, Leym.
18. *Rostellaria* ?
19. *Collyrites* ?
20. *Pedina*.

Cette localité des Echines n'est point indiquée sur la carte de Siegfried. Peut-être s'agit-il du gisement de Sonlemont, mais la faune est mélangée à un tel point qu'elle va du Lias moyen jusqu'à l'Oxfordien. Nous mettons en doute l'exactitude de cette trouvaille, d'autant plus que ce même CARDINAUX a commis maintes fraudes en mélangeant et confondant intentionnellement des espèces de différents gisements.

9 est une espèce de l'Aalénien.

4, 5 et 8 sont des espèces du Bajocien moyen.

1, 3, 7 et 10 sont des espèces du Bajocien supérieur et du Bathonien.

2 est une espèce du Callovien.

Nous nous abstiendrons donc de tirer des conclusions hâtives sur ce travail.

FAYRE et SCHARDT (18, p. 91) citent à peu près la même faune, mais avec des indications plus précises sur le gisement, quoique une partie minime de ces fossiles ait été trouvée eux-mêmes.

Ils complètent leur liste avec les espèces suivantes :

1. *Parkinsonia Parkinsoni*, d'Orb.
2. *Reineckia anceps*, d'Orb.
3. *Perisphinctes* aff. *Backeriae*, Sow.
4. *Macrocephalites macrocephalus*, Schl.?
5. *Stephanoceras Deslongchampsii*, d'Orb.
6. *Oppelia subradiata*, d'Orb.
7. *Lyloceras tripartitum*, d'Orb.
8. *Phylloceras Zignodianum*, d'Orb.
9. *Phylloceras mediterraneum*, Neum.
10. *Phylloceras subobtusum*, Kud.
11. *Belemnites hastatus*, Blainv.
12. *Belemnites Gillieronii*, May.
13. *Posidonomya alpina*.
14. *Pleuromya*.
15. *Apiocrinus*.

Tous ces exemplaires proviennent du « Culand », lequel gisement est, d'après eux, identique à celui de Sonlemont.

Cette liste est également d'une valeur douteuse, à cause du mélange de la faune.

2, 4, 8, 9, 11 et 12 sont calloviens ou oxfordiens.

1, 7 et 10 appartiennent au Bathonien.

5 et 6 sont de la zone à *Humphriesianus*.

Des fossiles trouvés par BURNIER dans le bloc d'éboulis, dans le torrent de l'Ondine, *Harpoceras subplanatus*, Oppel, et *Posidonomya Bronni* sont de la zone à *Harpoceras falciferum*, et *Phylloceras Nilssoni*, Héb. est de la zone à *Harpoceras concavum*.

De même, la faune de Pâquier-Burnier, citée par FAVRE et SCHARD, présente aussi un mélange d'espèces du Dogger et du Lias (Aalénien). *Stephanoceras Humphriesianum* est caractéristique pour le Bajocien moyen. *Harpoceras Murchisonae* est aalénien, mais cette espèce a donné lieu à de nombreuses confusions de détermination, de même que *Harpoceras concavum*.

Phylloceras tatricum se trouve aussi dans l'Aalénien, mais les *Phylloceras* ont une longévité trop considérable pour pouvoir servir à la détermination des étages.

La faune trouvée par nous-même aux environs de Pâquier-Burnier, complétée par les exemplaires qui se trouvent au Musée de Lausanne, démontre nettement l'âge du Bajocien moyen.

D'après QUENSTEDT (Q), GREPPINI (Gr.) et HAUG (H), nous pouvons classer cette faune dans les étages de la manière suivante :

DOGGER	ÉTAGES	BAJOCIEN				BATHONIEN	
FOSSILES :	ZONES	<i>Witchellia</i> <i>Læviuscula</i>	<i>Emileia</i> <i>Sauzei</i>	<i>Witchellia</i> <i>Romani</i>	<i>Cosmocerat</i> <i>Garantianum</i>	<i>Oppelia</i> <i>fusca</i>	<i>Oppelia</i> <i>urpidoides</i>
<i>Sphaeroceras Brongniarti</i>		—	—	Gr. H	H	—	—
<i>Stephanoceras Braickenridgii</i>		—	—	Gr. Q	H	—	—
<i>Haploceras Erato</i>		—	—	—	—	—	—
<i>Oppelia subradiata</i>		—	—	Gr. H	H	—	—
<i>Poecilimorphus cycloïdes</i>		—	—	Gr. H	—	H	—
<i>Sonninia furlicarinata</i>		—	—	H Q	—	—	—
<i>Phylloceras Demidoffi</i>		—	—	H	H	H	—
<i>Lyloceras tripartitum</i>		—	—	—	—	H	—

Il est intéressant de remarquer qu'aucune espèce de cette liste n'est plus ancienne que la zone à *Witchellia Romani*.

Ainsi, parmi les espèces citées par les anciens auteurs, nous ne trouvons aucune indication sur la présence des zones à *Emileia Sauzei* et à *Witchellia Læviuscula* dans notre région.

* * *

§ 6. — Comparaisons avec d'autres régions.

Le Bajocien moyen est la zone la plus commune dans les Préalpes puisqu'on la retrouve aux Rochers de Naye, au Mont Son, etc.

La présence du Bajocien inférieur et du Lias supérieur dans notre anticlinal est certaine, puisque la sédimentation a évolué sans interruption, mais nous ne pouvons le prouver faute de fossiles.

Aussi dans la continuation de notre anticlinal vers le sud, c'est-à-dire dans la vallée de la Tinière, A. JEANNET a eu beaucoup de difficultés à séparer le Lias du Dogger. Il prend comme

limite une zone schisteuse qu'il synchronise, sans preuve cependant, avec l'Aalénien.

De même L. HORWITZ (63) n'a pu discerner dans sa zone III, qui est équivalente à notre zone I, le Bajocien du Lias supérieur, alors qu'il a réussi à séparer ces deux terrains dans les massifs des Bruns et d'Arsajous. Ce même auteur a observé que toute la série depuis le Domérien jusqu'au Bathonien s'y confond dans une grande masse uniforme sans aucun point de repère.

La ressemblance du Bajocien de nos Préalpes avec celui de la région de Digne en France est frappante. Toutes les espèces caractéristiques des Céphalopodes trouvées dans notre région sont aussi mentionnées par E. HAUG dans sa monographie sur *Les Chaînes subalpines entre Gap et Digne* (19).

Les *Lytoceras* et les *Phylloceras* donnent à cette faune un cachet méditerranéen.

En vain avons-nous cherché dans notre région des rapprochements avec le Dogger à *Mytilus* qui suit immédiatement à l'E. de notre anticlinal. Seuls les débris végétaux du Bathonien permettent d'établir un certain rapprochement avec le Dogger néritique de la Laitmaire. Par exemple, *Zamites Renevieri* se retrouve dans les deux faciès.

Le Bathonien est bien caractérisé par *Lytoceras tripartitum*. Quant à la zone schisteuse qui repose directement dessus, elle est peut-être l'équivalent du Callovien qui a dans toutes les Préalpes un faciès plus marneux.

* * *

§ 9. — *Conclusions.*

La sédimentation des couches uniformes marno-calcaires du Bajocien a dû avoir lieu dans un géosynclinal. Le faciès et la faune ont un caractère nettement bathyal. Les lamellibranches et les gastéropodes manquent complètement.

En ce qui concerne les calcaires gréseux à cailloux roulés et les dépôts charbonneux du Bathonien, ils proviennent sans doute d'une mer moins profonde. Ces dépôts néritiques sont cependant en contradiction avec la présence des nombreux *Lytoceras*. Des courants marins peuvent avoir transporté ces derniers après leur mort dans ces régions moins profondes.

Le voisinage immédiat des îles à madrépores, couvertes d'une végétation très probablement abondante à la Laitmaire, plaide aussi en faveur d'un faciès néritique pour les dépôts bathoniens.

* * *

§ 10. — *Liste critique des espèces trouvées dans le Jurassique moyen.*

Sphæroceras Brongniarti, Sow.

- 1887, QUENSTEDT, Die Ammoniten der Schwäbischen Jura, T. II,
p. 509, pl. 64, fig. 1. 2.
1898, GREPPIN, Fossiles du Bajocien des environs de Bâle, p. 34.

Cette ammonite très caractéristique a un ombilic extrêmement étroit de sorte que les tours internes ne sont pas visibles.

J'ai trouvé 2 exemplaires près de Pâquier-Burnier. Le mieux conservé a un diamètre de 16 mm.

Les 8 exemplaires du Musée de Lausanne provenant du même endroit sont un peu plus grands, environ 23 mm.

Stephanoceras Braikenridgii, Sow.

- 1842, D'ORBIGNY, Terrains jurassiques, t. I, p. 400, pl. 135, fig. 3-5.
1887, QUENSTEDT, Die Ammoniten der Schwäbischen Jura, t. II, p. 524,
pl. 65, fig. 2-7.
1898, GREPPIN, Fossiles du Bajocien des environs de Bâle, p. 28.

J'ai trouvé 1 exemplaire assez bien conservé au dessus de Pâquier-Burnier, dans un calcaire foncé avec quelques entroques.

6 mauvais exemplaires, Coll. Musée de Lausanne, de Pâquier-Burnier.

M. HORWITZ m'a montré des formes analogues des Préalpes fribourgeoises.

Haploceras Erato, d'Orb.

- 1842, D'ORBIGNY, Terrains jurassiques, t. I, p. 531, pl. 201, fig. 3-6.
1875, E. FAVRE, Description des Fossiles de l'Oxfordien des Alpes fribourgeoises, vol. II, p. 9.

J'ai trouvé 1 mauvais exemplaire dans des éboulis sous le Corjon, à l'ouest du torrent des Riz.

Probablement Bathonien.

Oppelia subradiata, Sow.

- 1812-1829, SOWERBY, Mineral Conchyl., p. 437, pl. 421, fig. 2.
1842, D'ORBIGNY, Paléont. française, Terrains jurassiques,
t. 1, p. 362, pl. CXVIII, fig. 1-3.
pl. CXXIX, fig. 3.

- Digitized by Google

Phylloceras Demidoffi, Rousseau.= *Ammonites tatricus*, d'Orb.= *Phylloceras disputabile*, Zittel (Haug).

1892, HAUG, Chaînes subalpines entre Gap et Digne, p. 70.

1915, v. LOCZY, Geol. u. Paleontol. d. Villanyer u. Baner Geb.

p. 37, pl. I, fig. 2

pl. II, fig. 3-5.

pl. III, fig. 1.

1905, v. POPOVICI-HATZEG, Les céphalopodes jurassique moyen du Monte Strunga (*Phyl. disputabile*), p. 13, pl. II, fig. 1-9.

J'ai récolté 2 exemplaires entre le bois de Venérie et Combarin.

3 ex., Coll. Musée Lausanne, Pâquier-Burnier.

M. HORWITZ a trouvé des formes analogues dans le Bajocien moyen des Préalpes fribourgeoises.

Lytoceras tripartitum, Raspail.

1842, D'ORBIGNY, Terrains jurassiques, I, p. 496, pl. 197, fig. 1-4.

Très commun dans le Bathonien.

Nombreux exemplaires du Bathonien au dessus de l'Ondine.

1 exemplaire dans l'éboulis en dessous de la paroi est de la Sautaz.

3 débris de Pâquier-Burnier, Coll. Musée de Lausanne.

Zamites Renevieri, Heer.1877, HEER, Flora fossilis Helvetiae, p. 131, pl. LIII, fig. 1.
pl. LIV.1 exemplaire du Dogger à Zoophycos, à Paray-Dorenaz.
Coll. Musée Lausanne.*Palaeodiction alpinum*, Heer.

1877, HEER, Flora fossilis Helvetiae, p. 118. pl. XLIII, fig. 17.

Au Musée de Lausanne se trouve un exemplaire indiqué comme provenant du Toarcien du ravin sous Planachaux.

HEER le considère comme une forme caractéristique du Flysch.

MOESCH l'a déjà trouvé dans le Lias supérieur.

Taonurus (Zoophycos) Scoparius, Thioll.

1871, W.-A. OOSTER et v. FISCHER-OOSTER, Protozoe Helvetica

T. 1, fasc. 2, p. 15-20.

p. 31, pl. IX et X, fig. 1, 3, 4.

1877. HEER, Flora fossilis Helvetiae, p. 122, pl. XLVIII, fig. 1-2.

pl. XLIX fig. 2-5.

pl. L fig. 3.

Très nombreux, du Domérien jusqu'au Bathonien.

Taonurus procerus, Heer.

1877, HEER, Flora fossilis Helvetiae, p. 125, pl. XLVIII, fig. 3-5.

Au Musée de Lausanne, il y a un exemplaire provenant
des Meurils sous Mont Cray.

Chondrites bollensis ? Ziet.

1877, HEER, Flora fossilis Helvetiae, p. 104, pl. XL, fig. 8, etc.

Bathonien ? La Sautaz, éboulis sous paroi E.

 CHAPITRE IV
Jurassique supérieur.§ 1. — *Généralités.*

Le Jurassique supérieur débute dans notre région par des couches noduleuses, ou, comme E. FAVRE les a nommées, grumeleuses, qui succèdent directement aux calcaires du Bathonien ou aux calcaires schisteux que nous supposons être calloviens.

E. FAVRE et H. SCHARDT ont voulu assimiler ces calcaires schisteux au Jurassique supérieur et les synchronisent avec le calcaire à ciment de Châtel-St-Denis.

E. FAVRE croyait que les couches grumeleuses rouges formaient un niveau constant, ce qui n'est pas le cas. On les trouve à des niveaux différents. Dans notre région, elles manquent presque complètement.

*
* *
*

§ 2. — *Vallée de Montbovon.*

C'est dans la vallée de Montbovon que le Jurassique supérieur est le mieux développé dans notre région. Il peut atteindre des épaisseurs de 120 m.

La couche noduleuse repose ici directement sur les calcaires schisteux, feuilletés, dont nous avons parlé dans le chapitre précédent. Ces couches noduleuses consistent généralement en des concrétions d'un calcaire dur, gris à l'intérieur, de 3 à 5 cm. de diamètre, enchevêtrées dans des bancs très marneux, d'une coloration qui varie du gris verdâtre, au vert ou au rouge.

Cette coloration doit être l'effet d'une pénétration secondaire d'oxyde ou de carbonate de fer dans les marnes, puisque les nodules eux-mêmes sont restés gris à l'intérieur.

C'est surtout dans la gorge de la Tine que ces couches sont bien développées. Leur épaisseur maximale est ici de 50 m.

L'aspect caractéristique de ces couches sur la rive droite frappe immédiatement. L'érosion a creusé des rainures parallèles, résultant d'une alternance de bancs plus durs avec des bancs plus tendres.

Ces couches nous ont fourni quelques ammonites, mais celles-ci sont généralement dans un assez mauvais état, très rognées et encroûtées.

Les exemplaires que nous avons récoltés sont des *Phylloceras* sp. indét. Un seul exemplaire peut être assimilé à *Phylloceras tortisulcatum*, d'Orb.

1842, D'ORBIGNY, Terrains Jurassiques, t. 1, p. 506, pl. 189.

1898, DE LORIOU, Oxfordien inf. du Jura Bernois, p. 4, pl. I, fig. 1-3.

E. FAVRE et H. SCHARDT citent en outre de cette localité : *Phylloceras mediterraneum*, Neum.

Perisphinctes plicatilis, d'Orb., espèce qui a donné lieu à un grand nombre de confusions.

Belemnites hastatus, Blainv.

Au dessus des calcaires noduleux suivent des assises d'un calcaire pseudo-brèche de couleur gris clair.

Ce faciès est mal représenté sur la route, mais plus au Nord, par exemple aux Cerniettes, ce calcaire acquiert une grande épaisseur au profit des calcaires grumeleux, qui diminuent d'épaisseur plus en plus vers le nord.

Au-dessus de la carrière de Grand Villars, les couches noduleuses n'ont qu'une épaisseur de 10 à 15 m., tandis que les calcaires pseudo-brèches, au contraire, sont fort bien développés.

Puisque nous n'avons pas pu exactement déterminer l'âge de ces deux assises et que les épaisseurs des couches respectives sont si variables, nous avons préféré les représenter par une même couleur sur notre carte.

Les calcaires grumeleux et les calcaires pseudo-brèches constituent ensemble l'arête principale depuis le pont sur la Sarine jusqu'à l'altitude de 1200 m. Le plongement étant presque vertical, ils forment souvent une vraie muraille de 1, de 2 ou de 5 m. de hauteur.

Aux Cerniettes, un banc à rognons siliceux s'intercale entre les couches noduleuses et les calcaires pseudo-brèches.

Le toit de ces niveaux est formé par le massif de calcaire compact, qui forme des parois abruptes et des rochers à pic. Ce calcaire homogène est très clair à l'intérieur et à la surface et présente souvent une texture porcelainée.

C'est le Malm classique des Préalpes. Les bancs étant toujours fort épais, la stratification n'est pas facile à constater.

En dehors de quelques belemnites, les fossiles sont défaut dans ces calcaires.

L'épaisseur peut varier entre 30 et 35 m.

Vers le haut, des bancs à rognons siliceux s'intercalent; des aptychus et des belemnites apparaissent.

Très rarement, ces assises peuvent affecter le faciès typique du Tithonique, tel qu'on le trouve par exemple dans la gorge de la Marivue.

Ce sont alors des bancs d'un calcaire gris clair, d'une épaisseur de 0,50-1 m. Ils présentent une surface bosselée et des couches de silice dans le sens de la stratification.

En plus, il y a souvent des intercalations de marnes et d'argiles verdâtres, qui peuvent donner à ces calcaires un aspect marbré.

Près de la frontière entre les cantons de Fribourg et de Vaud, sur la grande route sur la rive gauche de la Sarine, quelques bancs de plusieurs mètres ont cet aspect typique.

Plus au N., dans la même zone, FAYRE (13) a récolté dans la carrière de Grand Villars les espèces suivantes, bien caractéristiques pour l'étage Tithonique :

Sphenodus impressus, Zit.
Sphenodus longidens, Zit.
Perisphinctes Lorioli, Zit.
Lyloceras Orsinii, Gem.
Aptychus punctatus, Volz. (très commun)
Aptychus Beyrichi, Opp. (rare)
Belemnites semisulcatus, Munst.
Belemnites ensifer, Opp?
Terebratulula diphya var. *Catulloi*, Pict.

Dans cette carrière, le calcaire du Tithonique a été exploité il y a une dizaine d'années. L'épaisseur peut atteindre 25-20 m.

Dans la carrière de Lessoc, le Tithonique est encore actuellement exploité.

* * *

§ 3. — *Synclinal de Corjon.*

Dans le pli médian du Corjon, le Malm est aussi bien développé ; il forme le sommet de la Dent de Corjon.

Les couches grumeleuses sont directement superposées aux calcaires oolithiques du Bathonien. Le petit gendarme sur l'arête en avant du Corjon est entièrement constitué par les mêmes couches.

Le Malm lui-même est très fissuré et donne lieu par places à des dolines et à des grottes. Le Tithonique ne présente point de faciès propre, mais se confond avec la masse du Malm.

Nous avons trouvé dans l'éboulis au pied du Corjon, à l'W. du torrent des Planches, 1 exemplaire de *Lissoceras Erato*, d'Orb., qui peut cependant aussi provenir du Bathonien supérieur.

FAVRE et SCHARDT citent comme faune provenant du Corjon :

Phylloceras mediterraneum, Neum.
Phylloceras tortisulcatum, d'Orb.
Belemnites hastatus, Blainv.

* * *

§ 4. — *Synclinal du Vanil Noir.*

Le Jurassique supérieur du synclinal du Vanil Noir n'atteint pas notre région. Les couches grumeleuses forment la base du Gros Vanil carré. Toute l'arête, depuis la Dent de Combetta jusqu'au Vanil Noir, est formée par les calcaires compacts du Malm.

Ici, il nous a été impossible de distinguer le Tithonique.

Au Musée de Lausanne, il existe cependant une *Terebratula diphya*, Colon., trouvée par le géologue anglais E. TAWNEY dans de l'éboulis près de Paray-Charbon, selon lui dans de l'Oxfordien noduleux (5). Ceci est naturellement une erreur, mais en même temps une précieuse indication que le Tithonique est aussi représenté ici, quoique confondu avec le Malm.

En outre, H. SCHARDT a trouvé des *Perisphinctes plicatilis* Sow. dans les mêmes niveaux, en dessous du Vanil Noir (17)

* * *

§ 5. — *Synclinal de Château-d'Œx.*

Le Jurassique supérieur du versant S-E de la chaîne du Vanil n'est pas bien développé, car à la Chaudanne il a été fort réduit par l'écrasement.

Près de Pâquier-au-Lièvre, le Malm n'est représenté que par quelques blocs isolés, dispersés dans les prairies. Les couches inférieures manquent complètement ici.

Vers le N-E et vers le S-W, le Malm gagne considérablement en épaisseur et peut atteindre 200 m.

Comme fossiles, on trouve seulement quelques *Belemnites* ; selon SCHARDT, c'est *Belemnites semisulcatus*, Munster.

J'ai retrouvé la couche grumeleuse dans la forêt au dessus de Chatmufins. Elle forme ici et plus loin sous Beauregard, un banc d'à peine 1,60-2 m. Des dolines sont fréquentes sur la limite entre le Malm et le Dogger.

La pente méridionale de Planachaux est couverte jusqu'au sommet par des blocs du calcaire compact pseudo-brèche.

Dans le torrent des Meiris, les couches noduleuses manquent aussi ; un banc d'un calcaire rougeâtre forme la base du Malm.

FAVRE cite une belle faune trouvée près de l'Hongrin à Perthusaz (12 p. 12) dans les couches concrétionnées.

Le chalet de Perthusaz étant situé sur la rive gauche de l'Hongrin en plein Dogger, nous voyons combien les citations des anciens auteurs manquent parfois de précision.

* * *

§ 6. — *Discussion sur l'âge.*

FAVRE (10, 11, 12, 13) résume la stratigraphie du Jurassique supérieur des Préalpes médianes comme suit :

1. Calcaires rouges concrétionnés, reposant directement sur les calcaires schisteux du Callovien = zone à *Peltoceras transversarium* et z. à *Cardioceras cordatum*.
2. Calcaires gris concrétionnés = zone à *Peltoceras bimammatum*.
3. Calcaire massif, homogène = Kimeridgien = zone à *Aspidoceras acanthicum*.
4. Tithonique (avec *Terebratula janitor*. Pict. et *Terebratula diphya*, Cat.)

Voici la liste de la faune du Jurassique supérieur trouvée par les différents auteurs et par nous-même dans notre région. Nous mentionnerons pour chaque espèce l'étage que les auteurs respectifs lui attribuent.

<i>Sphenodus impressus</i> , Zitt.	Favre	Tithonique infér.
<i>Sphenodus longidens</i> , Ag.	Favre	Kimeridgien sup.
<i>Aspidoceras acanthicum</i> , Opp.	Favre, Haug	Kimeridgien sup.
<i>Peltoceras bimammatum</i> , Quenst. = <i>Peltoceras bicristatum</i> , Rasp.	Favre Haug.	Argovien
<i>Perisphinctes Lorioli</i> , Zit.	Favre, Haug Siemiradzki	Rauracien
<i>Perisphinctes consobrinus</i> , Rein.	Favre	Tithonique
<i>Perisphinctes plicatilis</i> , Sow. (de Favre = d'après Siemiradzki).	Haug	Kimeridgien sup.-Tithonien
<i>Perisphinctes Tiziani</i> , Opp.	Haug, Siemiradzki	Oxford. sup. Argovien
<i>Lissoceras Erato</i> , d'Orb.	Favre, Haug	Rauracien
<i>Ochetoceras arolicum</i> , Opp.	Loczy	Argovien
<i>Lytoceras Orsinii</i> , Gem.	Favre	Argovien-Kimeridgien
<i>Phylloceras Manfredi</i> , Opp. = (d'après Loczy) <i>P. disputabile</i> , Zitt. = <i>P. Demidoffi</i> , Rous.	Favre Haug Loczy	Oxfordien
<i>Phylloceras (Sowerbyceras) tortisulcatum</i> , d'Orb.	Loriol	Kimeridgien
<i>Phylloceras saxonicum</i> , Neum.	Haug	Oxford. infér. Argovien
<i>Phylloceras mediterraneum</i> , Neum. = (d'ap. Loczy) <i>Phyl. Zignodianum</i> , d'Orb.	Favre, Haug	Argovien
<i>Aptychus punctatus</i> , Volz.	Loczy	Bathonien-Tithonique
<i>Aptychus Beyrichi</i> , Opp.	Favre	Callovien
<i>Aptychus latus</i> , Park.	Favre	Argovien-Tithonique
<i>Aptychus obliquus</i> , Quenst.	Favre	Tithonique
<i>Belemnites semisulcatus</i> , Munster	Lissajous	Argovien-Tithonique
<i>Belemnites ensifer</i> , Op.	Lissajous	Kimeridgien sup. - Tithonique infér.
<i>Belemnites hastatus</i> , Blainv.	Lissajous	Kimeridgien-Portlandien
<i>Belemnites Argovianus</i> , Mayer.	Favre	Tithonique
<i>Belemnites Dionysii</i> , Favre = <i>B. Didayanus</i> , Gilliéron non <i>B. Didayi</i> , d'Orb.	Favre	Callovien-Oxfordien
<i>Terebratula (Pygope) diphya</i> , Cat.	Lissajous	Argovien-Rauracien
<i>Collyrites Fribourgensis</i> , Ooster	Favre, Haug Favre, Haug	Oxfordien
		Callovien-Oxfordien
		Oxford. sup.-Tithonique
		Oxford. sup.-Tithonique

Si l'on fait abstraction de plusieurs espèces qui ne donnent point d'indications précises sur l'âge de cette faune, telles que les espèces qui ont survécu à plusieurs étages, ou telles autres dont la détermination est discutable, nous pouvons distinguer dans ce tableau deux différents groupes de types, caractérisant chacun un étage.

1) Voici les espèces caractéristiques trouvées dans les couches grumeleuses :

Pelloceras bicristatum, Rasp.
Perisphinctes plicatilis, Sow.
Perisphinctes Tiziani, Opp.

qui appartiennent toutes les trois soit à l'Oxfordien sup. (zone à *Cardioceras cordatum*), soit à l'Argovien (zone à *Pelloceras transversarium*), soit au Rauracien (zone à *Pelloceras bicristatum*).

2) La faune de la partie supérieure des calcaires compacts est caractérisée par la présence de :

Aspidoceras acanthicum, Opp.
Perisphinctes Lortoli, Zit.
Terebratula diphya, Cat.

Ces trois espèces sont caractéristiques pour le Kimeridgien supérieur (zone à *Aulacostephanus pseudomutabilis*) et pour le Tithonique.

E. FAVRE et H. SCHARDT déjà, ont observé que la faune, dans le Lusitanien inférieur, présente un mélange de différents étages.

Ils admettent deux horizons :

1. Une zone de passage entre la zone à *Cardioceras cordatum* et la zone à *Pelloceras transversarium*.
2. Une zone de passage entre la zone à *Pelloceras transversarium* et la zone à *Pelloceras bicristatum*.

Les zones de l'Oxfordien inférieures à la zone à *cordatum* n'ont jamais été rencontrées dans nos Préalpes.

Même pour la présence de la zone à *cordatum*, on n'a pas encore de preuve sûre, basée sur des trouvailles d'ammonites caractéristiques.

De même, on n'a pas encore réussi à identifier les différents étages du Lusitanien et du Kimeridgien souabe dans le massif calcaire supérieur. La *Pelloceras bicristatum* Rasp., est très caractéristique pour le Rauracien, mais il serait trop hardi

de vouloir se baser sur une seule espèce d'ammonite pour déterminer une zone qui n'a pas encore été trouvée en d'autres endroits des Préalpes Médiannes.

Jusqu'à ce que l'existence des autres étages soit prouvée, nous admettons donc que les couches grumeleuses représentent l'Argovien ou tout au plus l'Oxfordien tout à fait supérieur et que les zones de l'Oxfordien *sensu stricto* ne sont pas représentées, sans vouloir affirmer cependant qu'il y ait eu une interruption dans la sédimentation entre le Callovien et l'Argovien.

Les calcaires pseudo-brèches immédiatement au dessus des couches grumeleuses, ou passant latéralement à celles-ci, doivent nécessairement représenter le Lusitanien supérieur (Rauracien et Séquanien).

Le massif du calcaire compact, si pauvre en fossiles, est en tous cas plus ancien que le Tithonique. Probablement, il comprend tout le Kimeridgien et peut-être même une partie du Lusitanien.

Cette faune a beaucoup d'analogie avec celle du bassin du Rhône et partiellement avec celle de Souabe.

Une communication doit avoir existé entre la mer Souabe-Jurassienne et le sillon alpin. Ce dernier était bien plus profond que la mer septentrionale, puisque les bivalves et les gastéropodes sont fort rares dans le Jurassique supérieur préalpin.

CHAPITRE V

Crétacé inférieur.

§ 1. — Généralités.

Le Crétacé inférieur ou Néocomien se distingue facilement du Jurassique supérieur par sa disposition en nombreux bancs superposés, de faible épaisseur.

Le synclinal de Château-d'Œx est le plus oriental des Préalpes Médiannes dans lequel le Néocomien soit représenté.

Plus à l'Est, dans la zone du Dogger à *Mytilus*, le Crétacé supérieur repose directement sur le Malm.

Le Néocomien est constitué par un calcaire clair à cassure esquilleuse, ressemblant à première vue au Malm, cependant avec des taches noires. De nombreux rognons siliceux y sont insérés dans le sens de la stratification.

Les rognons de pyrite, à structure fibro-rayonnante, forment par suite de l'oxydation des taches jaunes au milieu desquelles apparaît un noyau foncé, constitué par du fer hydraté.

Ce calcaire est disposé en nombreux bancs minces, de 20-30 cm., séparés souvent par des délits plus marneux très minces.

* * *

§ 2. *Synclinal gruyérien.*

Dans la vallée de Montbovon, le Néocomien a une position verticale et présente des replis nombreux, qu'on a l'occasion d'observer dans la gorge de la Tine.

L'épaisseur peut atteindre 250 m.

FAVRE et SCHARDT citent les fossiles suivants provenant du bord de la Sarine, au Nord de Montbovon :

Belemnites (Duvalia) dilatatus, Blain.
Belemnites (Davalia) latus, Blainv.
Belemnites (Duvalia) pistilliformis, d'Orb.
Hoplites (Neocomites) cryptoceras, d'Orb.
Hoplites (Neocomites) neocomensis, d'Orb.
Desmoceras difficile, d'Orb.
Ancyloceras sp.
Aptychus Didayi, Coq.
Aptychus Mortilleti, Pict.
Janira atava, d'Orb.
Terebratula (Pygope) diphyoides, d'Orb.

* * *

§ 3. — *Synclinal de Corjon et synclinal de Château-d'Ex.*

Dans le vallon de Corjon, le Néocomien se trouve sur les deux versants, formant le substratum des Couches rouges et se fermant en synclinal près de Preysaz au Maidzo, dans la vallée de l'Hongrin.

Près de Châtelards, des dolines se sont formées dans ces calcaires.

Dans la vallée de Château-d'Ex, le Néocomien est moins épais que dans le synclinal de Montbovon.

Apparemment, il y a une diminution du Crétacé inférieur vers l'intérieur des chaînes, puisque le Néocomien manque, comme nous savons, dans les zones à l'Est des Moulins.

Dans la carrière près de la Chaudanne, on constate en outre une légère discordance entre le Néocomien et les Couches rouges, tandis que le Néocomien passe vers le bas insensiblement et graduellement au Malm.

Les fossiles qui se trouvent en abondance sont des bélemnites et des aptychus; malheureusement leur état de conservation laisse généralement à désirer.

D'après les fossiles cités plus haut, nous voyons que le Crétacé inférieur de notre région correspond surtout aux étages Valangien et Hauterivien, tandis que seule une espèce (*Desmoceras difficile*) est caractéristique pour le Barrémien.

CHAPITRE VI

Crétacé supérieur.

§ 1. — Généralités.

La partie supérieure du Crétacé est constituée par les *Couches rouges*. La couleur typique de ce terrain a même frappé les habitants de la région, nous trouvons en effet des noms comme Rouge-Pierre, Ruisseau-Rouge, Rougemont, aux endroits où ces Couches rouges affleurent.

Cependant le Crétacé supérieur peut se présenter sous des aspects bien différents. On rencontre des calcaires tantôt rouges, tantôt verdâtres, ou gris-verdâtres, ou bien des marnes vertes, rouges ou noires, qui s'enchevêtrent quelquefois irrégulièrement dans les vraies Couches rouges.

La roche est disposée en bancs toujours minces, et les calcaires, même ceux d'un aspect compacts, ont une faible dureté.

Sur le territoire de notre carte, nous pouvons distinguer trois cuvettes remplies par le Crétacé supérieur.

1. Le synclinal de la vallée de la Sarine, au Nord de Montbovon.
2. Le synclinal de Corjon.
3. Le synclinal entre la chaîne Planachaux-Vanil Noir et celle des Gastlosen.

* * *

§ 2. — *Synclinal de Montbovon.*

Dans la vallée de Montbovon, le Crétacé supérieur alterne avec le Néocomien à cause des plissements secondaires que ces couches ont subies dans ce synclinal.

Nous voyons en général que la partie inférieure des Couches rouges, qui repose sur le Néocomien, est formée par des calcaires marneux gris et verdâtres. L'assise supérieure est constituée par des calcaires plus compacts, rouges, couleur lie de vin.

Le fer qui se trouve dans les calcaires rouges à l'état d'oxyde est représenté par un carbonate de fer dans les Couches vertes.

En montant le Ruisseau-Rouge, nous traversons la coupe suivante :

1. Bancs de calcaire gris, alternant avec des marnes feuilletées foncées.
2. Calcaires rouges compacts.
3. Calcaires foncés, rouge-brunâtre, formant une petite voûte.
4. Calcaires rouges compacts.
5. Marnes feuilletées noires.
6. Bancs de calcaire compact ou schisteux, de couleur grise, sans rognons de silice, alternant avec des calcaires à rognons de silice et avec des schistes noirs plissotés (Néocomien).

* * *

§ 3. — *Synclinal de Corjon.*

Dans le vallon de Corjon, les Couches rouges n'atteignent nulle part des épaisseurs considérables. Au Nord du chalet de Corjon, ces couches butent directement contre le Bathonien à cause d'une faille.

Les assises de calcaires et marnes gris et verdâtres de la vallée de la Sarine semblent manquer ici.

* * *

§ 4. — *Synclinal de Château-d'Œx.*

Dans le synclinal du versant Est, les Couches rouges tapissent partout les calcaires du Néocomien.

Au milieu du Flysch de Sonlemont, le Crétacé revient encore à la surface à cause de plissements locaux.

Dans l'ancienne carrière, près de la Chaudanne, il y a entre les Couches rouges et le Néocomien sous-jacent une légère

discordance, que nous avons d'ailleurs mentionnée dans le chapitre sur le Néocomien.

Les Couches rouges débutent sur ce versant directement par les calcaires et marnes rouges, les calcaires gris manquent ici.

Dans le paysage, les couches du Crétacé supérieur forment des collines adoucies, couvertes de pâturages fertiles.

La limite entre les calcaires durs du Néocomien et les Couches rouges est très visible sur le terrain. Le Néocomien porte des forêts épaisses qui s'arrêtent immédiatement dès que les Couches rouges affleurent.

Les rivières ont facilement taillé des gradins dans ces calcaires si tendres et d'autre part les glaciers les ont arrondis en roches moutonnées, par exemple dans les collines entre l'Hongrin et la Sarine au S.-W. de Montbovon.

* * *

§ 5. — *Age du Crétacé supérieur.*

C'est E. HEBERT qui le premier a reconnu l'âge crétacique des Couches rouges ; E. RENEVIER et C. OOSTER FISCHER les ont longtemps confondues avec les assises rouges de l'Argovien.

B. STUDER a, grâce à l'étude des foraminifères, démontré leur ressemblance avec les calcaires de Seewen des nappes helvétiques. Les fossiles macroscopiques faisant défaut, on est réduit à l'étude de la faune microscopique, les Couches rouges étant extrêmement riches en foraminifères. ⁽¹⁾

Les espèces suivantes sont les plus communes dans les Couches rouges :

Lagena sphaerica, Kaufm.

Lagena ovalis, Kaufm.

Textularia globulosa, Ehrb.

Nonionina Escheri, Kaufm. ? (rare)

Nonionina globulosa, Ehrb.

Oligostenia laevigata, Kaufm.

Pulvinulina tricarinata, Quer.

= *Rosalina Linnei*, d'Orb.

Globigerina bulloides, d'Orb.

Orbulina universa, d'Orb.

¹⁾ M. A. JEANNET a eu l'obligeance de mettre à ma disposition des coupes minces du Crétacé sup., provenant des environs de Leysin .

G. RÖESSINGER (42) a trouvé près de Leysin, à la base des Couches rouges, directement sur le Malm (le Néocomien manquant ici) toute une faune macroscopique conservée au Musée de Lausanne. E. RENEVIER a déterminé les Echinides et les Inocérames, et les déclare caractéristiques pour le Sénonien-Turonien.

H. DOUVILLÉ en déterminant les Rudistes (*Sauvagesia Nicaisi* Coq.) les place dans le Cénomanien.

Nous avons par conséquent une série comprenant plusieurs étages.

* * *

§ 6. — Comparaisons avec d'autres régions.

ARN. HEIM (56) dit que ces combinaisons de faunes sont fréquentes dans la nappe du Sântis, dans le massif des Churfirsten.

Voici la classification que M. HEIM nous donne pour le Crétacé supérieur des Hautes Alpes calcaires de la Suisse orientale : (p. 147)

Wangschichten	Danien ?
Amdenerschichten	
Leistmergel	Maestrichtien
Leibodenmergel	Campanien = Aturien
	Santonien Coniacien
	= Emscherien
Seewerschichten	
Seewerschiefer	Coniacien infér.
Seewerkalk	Turonien sup.
Turrilitenschichten	Cénomanien.

Si nous comparons les foraminifères des Préalpes médianes avec ceux de ces étages, nous pouvons dresser le tableau suivant :

	Crétacé supérieur niveau rouge (Préalpes médianes)	Crétacé supérieur niveau gris (Préalpes médianes)	Stadtschiefer	Calcaire nummulitique (Eocène)	Wagschichten Danien ?	Leistmergel Aturien	Leiboden- mergel Emschérien	Seewerschichten Turonien Cénomanien super.	Ueberturrititen schichten Cénomanien infér.	Turrititen schichten Cénomanien infér.
<i>Lagena sphaerica</i>	X (très rare)	X (très rare)	!	!	!	!	!	X (très fréquent)	X	X
<i>Lagena ovalis</i>	X (très rare)	—	!	!	X	X	X	X (fréquent)	X	X
<i>Textularia globulosa</i>	X (fréquent)	X (fréquent)	!	!	X	X	X	X	!	!
<i>Orbulina universa</i>	X	X	!	!	!	!	!	!	!	!
<i>Globigerina bulloides</i>	X	X	X	X	X	X	X	!	!	X (rare)
<i>Discorbina canaliculata</i>	X	X	!	!	!	X	X	!	X	!
<i>Rosalina Linnei.</i>	X	X	X	!	!	!	!	!	!	!
<i>Nonionina Escheri.</i>	X (rare)	X (rare)	!	!	!	?	X	?	?	!
<i>Nonionina globulosa</i>	X (fréquent)	X (fréquent)	!	!	!	?	X	?	?	!
<i>Oligostenia laevigata</i>	X (fréquent)	X (fréquent)	!	!	!	?	X	!	!	!

D'après ce tableau, nous voyons que les couches rouges se rapprochent surtout des Amdenerschichten.

Les calcaires gris seraient, selon ARN. HEIM, identiques au Leistmergel.

Cependant, les niveaux rouges manquent dans les nappes helvétiques.

Les Amdenerschichten paraissent être isochrones avec les couches de Gosau, lesquelles ont cependant d'autres caractères lithologiques.

La Scaglia des environs de Chiasso, qui est sudalpino-dinarique, est aussi très analogue à nos couches rouges.

Les mêmes foraminifères se retrouvent encore, d'après J. BÖHM (18), dans la craie blanche de Rugen et, d'après A. DE LAPARENT (45 p. 1420), les Plänerkalke de l'Allemagne septentrionale correspondraient aux mêmes niveaux.

Les Couches rouges sont comparables à la boue à foraminifères qui se sédimente encore actuellement dans les océans profonds loin de la côte.

Quelques-uns de ces animaux mènent une vie benthonique tels que les *Orbulinariés*, *Textularidés*, *Nonionidés*, et les *Discorbines*, d'autres une vie planktonique (*Globigérines*).

Les *Inocérames* sont aussi des formes bathyales.

En résumé, nous pouvons dire que la microfaune des Couches rouges est sénonienne, mais que la macrofaune est déjà très nettement cénomaniennne. Le faciès a des caractères de mer profonde, c'est-à-dire bathyale, mais non abyssale.

* * *

§ 7. — *Résumé de la période Crétacée.*

Si nous récapitulons les données que nous avons réunies sur le Crétacé de notre région, nous constatons qu'il fait suite sans interruption au Jurassique supérieur en débutant par le Valangien et se continuant probablement jusqu'au Barrémien.

Puis, pendant l'Aptien et l'Albien, il y a une lacune stratigraphique, qui doit correspondre à une période de régression.

On voit du reste par places une discordance entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur et, par endroits, on peut trouver un conglomérat à la base des Couches rouges.

Avec le commencement de la grande transgression céno-

manienne, qui est universelle, la mer envahit de nouveau territoire préalpin, en s'approfondissant considérablement.

Plus à l'Orient, la lacune embrasse une période plus longue et se manifeste depuis le Jurassique supérieur.

CHAPITRE VII

Le Flysch.

§ 1. — Généralités.

Le Flysch est la formation sédimentaire la plus récente dans la région des Préalpes qui nous occupe.

Il a dû remplir tous les synclinaux préalpins, mais l'érosion a fort réduit ces dépôts. Ainsi, dans le grand synclinal de Montbrison, il ne reste que des vestiges peu importants de la couverture primitive du Flysch. Un petit affleurement de Flysch que l'érosion a épargné se trouve au milieu des Couches rouges entre la Combaz-à-Jean et Vers-les-Pichons dans la vallée de l'Hongrin.

* * *

§ 2. — Synclinal de Corjon.

Nous avons retrouvé le Flysch dans le Synclinal de Corjon au N. de Châtelards (1408 m.). Il forme à cet endroit un gradin d'une vingtaine de mètres de hauteur et au pied de cet escarpement le Flysch a été victime d'un glissement de terrain.

En suivant le petit sentier de Châtelards au Chevalet, le Flysch présente la coupe suivante :

1. Couches rouges.
2. Glissement de terrain provoqué par le Flysch.
3. Bancs de calcaires gris, marneux, feuilletés.
4. Calcaires gréseux assez compacts.
5. Bancs de poudingue monogéniques = 2,50 m.
6. Calcaires très gréseux et vers le haut plus marneux.
7. Dépôts glaciaires.
8. Couches rouges.

Dans la suite, nous reviendrons encore sur ces conglomérats, qui n'ont pas encore été signalés aussi loin vers l'W.

* * *

§ 3. — *Synclinal de Château-d'Œx*

Dans le synclinal entre la chaîne de Cray et la Laitmaire, le Flysch prend une très grande épaisseur mais il est rare de trouver des coupes qui montrent au complet la succession des différentes couches.

Nous avons limité notre lever géologique aux endroits où le Flysch apparaît. Dans le torrent des Meiris, au-dessus de de l'Hôtel de la Rosiaz (Frasse), on a l'occasion d'étudier une coupe assez complète.

Nous y trouvons de haut en bas :

1. Couches rouges.
2. Bancs de calcaire schisteux, par places gréseux ou sablonneux.
3. Bancs de calcaire gris foncé, très gréseux, qui ont été exploités.
4. Banc de poudingue.
5. Calcaires gris marneux, par places feuilletés.

Au S. des Moulins, le Flysch affleure directement au dessus du pont à travers la Tourneresse. Il forme la couverture du grand synclinal du Col de Sonlemont à l'Hongrin.

Les bancs de Flysch sont constitués ici par des calcaires et des grès gris à éléments très fins, tantôt homogènes et compacts, tantôt feuilletés et plaquetés.

Les calcaires gréseux et marneux prédominent et les calcaires proprement dits sont plus rares et ne se présentent qu'en bancs très minces.

Sous le sentier qui mène de Taboussset au Crosset, en dessous du chalet 1250 des Crêtes, affleure un banc de poudingue de 5 m. d'épaisseur.

* * *

§ 4. — *Les Poudingues de Mocausa.*

Le bon observateur qu'était B. STUDER, fut le premier à voir les poudingues à éléments étrangers aux terrains environnants, qui se trouvent près du hameau des Moulins.

Il les a mentionnés dans sa *Geologie der westlichen Schweizer Alpen* (1) sous le nom de *Mocausagesteine*, nom emprunté aux pâturages de Mocausa dans la haute vallée de Vert Champ, où ces poudingues sont très abondants.

STUDER les comparait à la Nagelfluh du Mont Pélerin et du Guggisberg et il a très justement observé que les éléments cris-

tallins, si communs dans le Flysch du Niesen, font défaut dans ces conglomérats.

H. SCHARDT (17) les a nommés plus tard *Poudingue de Mocausa*, pour les distinguer des calcaires gréseux qui les accompagnent.

Les galets qui composent ces poudingues sont toujours très roulés et impressionnés, et montrent souvent des craquelures semblables aux fentes qu'on produirait avec un couteau.

Ces galets ont des volumes très variables, leur diamètre va de quelques millimètres à 10-20 cm. La plupart atteignent la taille d'un œuf.

Le matériel qui compose les poudingues est étranger à notre région et est sans doute originaire de la nappe du Simmental (nappe rhétique romande).

L'élément prépondérant est un calcaire compact de couleur grise appartenant, d'après M. RABOWSKY qui a eu l'obligeance d'examiner quelques-uns de ces poudingues, au calcaire à aptychus (Néocomien) du Simmenthal. En outre, nous trouvons des calcaires très siliceux rouges et verts, identiques aux radiolarites, puis, en moindre quantité, des calcaires noirs foncés (Lias sup.), des calcaires brun foncé un peu cristallins, des silex noirs et blancs (Lias moyen?) et des calcaires dolomitiques jaunâtres (Trias).

Les calcaires à aptychus et les radiolarites vertes sont caractéristiques de la nappe du Simmental.

La pâte est formée par un grès très fin à couleur grisâtre.

Les poudingues que nous avons trouvés dans le synclinal du Corjon sont absolument identiques à ceux trouvés au bord de l'Hongrin.

A. JEANNET (62) a émis l'hypothèse que les poudingues de la Mocausa sont étrangers au Flysch préalpin et qu'ils s'intercalaient tectoniquement dans ce dernier.

Il a basé cette supposition sur la découverte d'une *Orbolina* dans la pâte et non dans les galets du poudingue. Les bancs de conglomérats proviendraient, selon cet auteur, entièrement de la nappe rhétique et ils auraient l'âge Aptien-Cénomani.

Nous ne pouvons partager cette manière de voir pour les poudingues de Mocausa de notre région, puisque les poudingues se retrouvent toujours au même niveau dans le Flysch (c'est-à-dire vers la base) et qu'il existe une concordance parfaite entre les bancs du Flysch et ces poudingues.

Nous supposons plutôt que la mer du Flysch a baigné pendant quelques temps les falaises de la nappe du Simmental et que les courants marins ont transporté les débris littoraux loin de la côte en les arrondissant en chemin.

* * *

§ 5. — *Age du Flysch.*

Le Flysch étant stérile en restes organiques, abstraction faite des algues et de quelques dents de poissons, nous ne pouvons pas déterminer son âge.

Les anciens auteurs l'attribuaient exclusivement à l'Eocène.

D'après MAYER-EYMAR, le Flysch appartiendrait à l'étage Parisien.

Selon les auteurs modernes, rien ne s'opposerait à lui attribuer partiellement l'âge néocrétacique.

Nous avons vu que les Couches rouges supérieures appartiennent encore au Sénonien et qu'il n'y a aucun indice que la sédimentation ait subi une interruption après cette époque.

Les fucoïdes et les chondrites citées par les auteurs ne donnent aucun renseignement sur l'âge puisque ce sont des espèces qu'on retrouve dans le Lias supérieur.

Nous avons vu que l'attribution, autrefois proposée, des gypses et des cornieules à l'Eocène, repose sur une erreur provenant de la fausse interprétation des problèmes tectoniques dans les Préalpes.

DEUXIÈME PARTIE

Morphologie

CHAPITRE PREMIER

Période Würmienne et Aachenschwankung.

§ 1. — *Le glacier de la Sarine.*

Pendant la grande extension des glaciers dans les Alpes au Würmien, notre région fut traversée par le glacier de la Sarine et nous en trouvons encore maints vestiges. Il se joignait, dans la plaine de Bulle, à la branche orientale du glacier du Rhône.

Dans la vallée de la Sarine, depuis la Chaudanne jusqu'à Montbovon, les moraines de fond typiques manquent complètement ; par contre les dépôts fluvio-glaciaires sont assez abondants. A première vue, on serait porté à envisager les collines de Rossinière comme des moraines frontales de retrait, mais si l'on suit la ligne du chemin de fer, on trouve par endroit la roche en place ; c'est un verrou de Lias inférieur qui traverse ici la vallée.

Le glacier a façonné ces collines en roche moutonnée et elles sont seulement couvertes par une mince couche de terrain glaciaire.

Si nous montons le sentier qui mène de la Frasse, près de Rossinière, aux Bugnons et aux Siernes, nous remarquons entre les courbes de niveau 1100 m. et 1200 m., une sorte de plateau peu incliné. Derrière les maisons de Bugnons, j'ai trouvé un peu de glaciaire contenant des blocs de Flysch, ce qui donne le droit de supposer que nous avons affaire à une ancienne banquette.

Le torrent de Cray s'est même construit un cône sur cette terrasse avant de creuser son lit actuel.

Plus à l'W., on trouve du glaciaire jusqu'au dessus de

Planards (1150 m.), Sierne (1265 m.), Combarin (1300 m.) et au dessus de Cuves. Dans la vallée de l'Ondine, le glacier de la Sarine est peut-être mélangé avec du glacier local, ce qui est difficile à discerner.

Sur la rive gauche, il y a des indices de banquette sur l'arête qui descend de Planachaux vers le nord, entre les chalets de Cottards-dessus (1580 m.) et Cottards-dessous (1432 m.).

C'est ici aussi que se trouvent les seuls bons pâturages de ce versant, du torrent des Riz jusqu'à la Chaudanne.

Sur l'arête de Malm, entre la Tine et Montbovon, on observe sur les deux versants aussi des formes de terrain qu'on pourrait interpréter comme vestiges de banquettes. Elles se trouvent sur la rive gauche à l'altitude de 1210 m. et sur la rive droite à l'altitude de 1064 m. près de la Schiaz, et à 1212 m.

Toutes ces formes de terrain sont beaucoup trop indistinctes pour qu'on puisse tirer d'elles des conclusions sur les anciens niveaux du fond des vallées glaciaires.

Les terrasses fluvio-glaciaires les plus marquées se trouvent sur la rive gauche de la Sarine, en face de Rossinière, entre le Coulaz et le torrent des Planches, puis en aval des gorges de la Tine, entre Delevey et Montbovon.

Ces terrasses s'élèvent souvent jusqu'à 15-25 m. au dessus du niveau actuel de la Sarine, avec une pente très inclinée. ¹⁾

Près du Vernex, là où probablement le Trias traverse la vallée, la Sarine a élargi son lit considérablement par érosion latérale, aux dépens de ces terrasses.

Nous retrouvons les mêmes phénomènes dans la vallée élargie de la Tine et dans le synclinal crétacique de Montbovon.

* * *

§ 2. — *Le glacier de l'Hongrin.*

Un grand glacier, celui de l'Hongrin, descendait, pendant l'époque Würmienne, d'un cirque glaciaire, qui se trouve en dessous du Pic de Chaussy, à une altitude de 1900 m.

Sa longueur était à peu près de 21 km. et il se joignait près

1) F. NUSSBAUM (46) donne les valeurs suivantes :

Épaisseur des terrasses près de « les Moulins »	14 mètres.
près de Rossinière	27 mètres.
Inclinaison des terrasses près de « Les Moulins »	10 o/o
près de Rossinière	16,6 o/o
près de Montbovon	6,6 o/o
Chute de la Sarine actuelle	15 o/o

de Montbovon au glacier de la Sarine, lequel, près de cette dernière localité, a déterminé un paysage typique de roches moutonnées.

Au col des Mosses se détachait du glacier de l'Hongrin, le glacier de la Tourneresse, qui fusionnait avec le glacier de l'Éti-vaz, pour se joindre près des Moulins au glacier de la Sarine.

Tous ces glaciers ont laissé sur leur chemin des dépôts glaciaires importants. Les blocs de Flysch qu'on rencontre si fréquemment dans le glacière de la vallée de la Sarine, jusqu'à Bulle, doivent provenir de la région du col des Mosses.

Ils ont été transportés par le glacier de l'Hongrin et par le glacier de la Tourneresse.

On trouve en outre dans le matériel morainique des calcaires marneux des Couches rouges, des poudingues de Mocausa, des blocs du Jurassique supérieur et du Lias inférieur, ces derniers en plus petites quantités.

Nombreux sont encore les dépôts morainiques près de Pâqueret dans la vallée de l'Hongrin.

Une autre moraine typique est coupée par la rivière entre les chalets 1041 et 1060 de Preysaz-au-Maidzo à la limite de ma carte.

* * *

§ 3. — *Les cluses.*

Le problème de l'origine des cluses est des plus intéressants. Nous devons surtout à J. BRUNHES de nous avoir expliqué leur formation.

Les vallées se rétrécissent là où des complexes durs les traversent. Dans la vallée de la Sarine, c'est le Jurassique supérieur qui détermine les rétrécissements entre la Tine et Montbovon et près de la Chaudanne, et le Lias inférieur celui entre Rossinière et la Tine, ou passage de Malachenaux.

La vallée de l'Hongrin se rétrécit en aval de Tabousset où le Jurassique supérieur la traverse.

Plusieurs hypothèses ont été conçues pour expliquer la formation des cluses à ces endroits. A. PENCK et E. BRÜCKNER (55) y voient un phénomène postglaciaire.

Nous nous rangeons plutôt du côté des idées de J. BRUNHES (38) et de F. NUSSBAUM (46), qui considèrent ces cluses comme subglaciaires, c'est-à-dire travaillées par les eaux tourbillonnantes

sous les glaciers. Encore aujourd'hui, nous avons l'occasion d'assister à leur formation au glacier inférieur de Grindelwald et dans les gorges de Rosenlauri.

Nous croyons trouver encore une preuve dans le fait que nous constatons par places des débris morainiques dans les cluses, ou bien des petites terrasses juste au dessus de celles-ci, par exemple la terrasse au dessus du tunnel de la Chaudanne.

Les marmites tourbillonnaires sont fréquentes le long de la Sarine.

Vers la fin du stade würmien, le glacier du Rhône s'est retiré jusqu'au lac de Neuchâtel et le glacier de la Sarine eut ainsi la possibilité, ne trouvant plus de barrière, de s'avancer davantage dans la plaine de Bulle, jusqu'à Corbière.

Mais ce stade de progression n'a pas duré longtemps.

CHAPITRE II

Stade de Bühl.

§ 1. — *Introduction.*

Pendant le stade de Bühl, le glacier de la Sarine ne touchait plus notre région. C'est en amont de la gorge de la Chaudanne qu'il déposait ses moraines frontales, près du village des Moulins.

Les glaciers locaux dans notre région pouvaient donc se déployer librement. Les moraines que nous trouvons le long des affluents de la Sarine datent principalement de cette époque. Du massif Culan-Mont Cray-Vanil Noir descendaient les glaciers suivants :

1° Du versant nord de la Pointe de Cray, un glacier qui descendait sur Lessoc.

2° Un glacier de cirque entre le Culan et la Pointe de Chaux.

3° Enfin quatre petits glaciers dans les niches des torrents des Meiris, de Vausseresse, de Leyvraz et de Combette.

Ici, nous nous occuperons seulement du cirque du Culan, où les vestiges des anciens glaciers ont conservé toute leur fraîcheur.

* * *

§ 2. — *Le Glacier du Culan.*

A l'W du chalet de Culan (1639 m.) s'élève un monticule arrondi. Il divise en deux la sortie du cirque, qui se trouve entre le Culan (1716 m.) et la pointe de Chaux (1892 m.)

La couche glaciaire, qui couvre presque entièrement ce mamelon, nous ferait croire que nous avons affaire à une moraine; ceci n'est cependant pas le cas, puisque sur le petit sentier, qui mène du chalet vers la dépression 1605, on trouve des calcaires du Sinémurien et de la cornieule.

Le vallon, qui s'ouvre à l'E. du chalet de Culan, offre un type parfait de cirque glaciaire. Il est couvert partiellement par de la moraine de fond et, sur les deux versants de ce *kar*, il y a de l'éboulis de Sinémurien et de petits éboulements, provenant des escarpements de Lotharingien, qui le bordent vers le Sud.

Le bassin (1605 m.), entre le chalet et le col, n'a point d'écoulement superficiel; c'est un bassin fermé qu'une crête morainique en demi-cercle entoure partiellement et ferme vers la vallée.

Le versant nord du col est extrêmement raide, on n'y trouve point de moraines typique. Très probablement, il existait un glacier suspendu en selle sur le col.

Pendant que le glacier déposait la moraine frontale en dessous du chalet, la limite des neiges était, d'après F. NUSSBAUM, à 1700 m.; elle daterait ainsi de la fin du stade de Bühl. Les moraines du cirque sont plus jeunes et datent probablement du stade de Gschnitz.

* * *

§ 3. — *Les glaciers de la Dent de Corjon.*

Du massif de la Dent de Corjon descendaient aussi plusieurs glaciers.

Le long du torrent des Riz, nous trouvons deux moraines parallèles, qui se terminent dans la vallée.

Celle de la rive gauche forme une crête qui commence près du chalet des Riz (1172 m.) et finit près du chalet qui se trouve à l'altitude de 860 m.

La moraine de la rive droite se trouve près des chalets de Traylassille (870 m.) et de Carraz.

Ces moraines n'ont pu se former pendant que le glacier de

la Sarine occupait encore la vallée. Nous avons ainsi le droit de les estimer du stade de Bühl.

En montant le long du torrent, nous traversons une autre crête morainique, sur laquelle se trouve le chalet de Traylas-sille (1212 m.).

Encore plus haut, là où le sentier qui mène au Corjon se sépare de celui de Crau, à l'altitude de 1284 m., s'opère la jonction de deux crêtes, qui sont d'une longueur respectable. Le torrent qui, jusqu'ici, coulait dans un lit comblé de glaciaire, s'est creusé plus bas un ravin rapide, postglaciaire, dans le Dogger.

Enfin, près des chalets de Crau, aboutissent les dernières moraines frontales en forme de lobe.

Plus haut, dans le vaste cirque de Crau, nous ne pouvons plus distinguer de moraines à cause des éboulis.

Le vallon synclinal du Corjon était occupé par un glacier qui descendait au S. vers l'Hongrin, au dessus de la dépression où coule actuellement le torrent des Châtelards.

Ce torrent forme une cascade sur les calcaires du Malm et du Néocomien.

Cette chute d'eau a été certainement plus considérable autrefois. La pente au-dessus d'elle est très fortement inclinée et le ruisseau s'y est creusé un ravin, ce qui a diminué la hauteur de la chute. Le surcreusement glaciaire de la vallée de l'Hongrin est assez évident à cet endroit. En dessous du chalet des Châtelards, le ruisseau est encore partiellement rempli par des dépôts glaciaires, qui reposent ici sur le Crétacique.

L'Hongrin traverse aujourd'hui une crête morainique terminale avec des blocs striés de couches rouges et de Néocomien, près de Preysaz au Maidzo (1060 m.)

F. NUSSBAUM estime que la limite inférieure des neiges se trouvait à 1500-1600 m., lors de la formation de cette moraine.

* * *

§ 4. — *Le glacier de Sonlemont.*

Citons encore le glacier qui descendait du col de Sonlemont (1508 m.), entre Beau-Regard 1928 m. et les Monts Chevreuils 1723 m., vers les Moulins.

Le torrent de Flumi est comblé de ses moraines. Deux crêtes morainiques le longent parallèlement, soit sur la rive

gauche, du chalet 1097, jusqu'à Monteiller-derrière passant par Pâquier-Genoud, et, sur la rive droite, au dessus de Château-Folly.

CHAPITRE III

Période Postglaciaire.

§ 1. — *Généralités.*

Pendant les stades de retrait et immédiatement après l'époque glaciaire, les torrents ont déployé une très grande activité.

Les cours d'eau cherchaient à retrouver leur équilibre, sur les pentes rapides. Les vallées latérales étaient souvent des vallées suspendues, comme celle du torrent des Riz, qui a une pente plus inclinée en aval qu'en amont, celles du torrent des Châtelards, de Lessoc, etc.

Sur leur parcours, les torrents traversaient souvent des moraines ; des cailloux striés ont été trouvés dans les cônes, par exemple dans le cône près de la gare de Rossinière.

* * *

§ 2. — *Cônes de déjection.*

Tous les cônes dans notre région sont incontestablement postglaciaires ; nulle part on ne trouve de dépôts glaciaires sur les cônes.

Les cônes les plus importants sont, sur le versant droit de la Sarine, celui du torrent des Meiris, avec le hameau de la Frasse, ceux de Rossinière, de la Venérie, de l'Ondine et de Lessoc ; sur le versant gauche, celui de Flumi, entre la Sarine et la Tourneresse et ceux des Planches et de la Sautaz.

Tous ces cônes sont éteints. Ils forment des pâturages excellents et se prêtent particulièrement bien à l'établissement de villages. Le phénomène du cône tronqué est la règle.

Passons à une description plus détaillée de ces cônes.

Le cône du torrent des Meiris s'est heurté à l'obstacle de la colline de Couches rouges qui se trouve au bord de la Sarine. Sur cette colline était construit l'ancien château de Château-d'œx : le « Castrum d'œx. » (35).

La Sarine a miné la colline, de sorte que le château s'est écroulé dans la rivière, au commencement du quinzième siècle.

A l'W. du hameau de Pré, le cône a été tronqué par la Sarine.

Contre cette troncature s'appuie une terrasse inférieure, de 2 à 3 m. au-dessus du niveau actuel de la rivière.

Nous retrouvons un peu partout ces deux terrasses, qui indiquent deux niveaux différents de la Sarine, par exemple sur les Couches rouges de Rouge-Pierre, sur les cônes de Rossinière, près de Montbovon. etc.

Le cône de Flumi est bordé à l'W. par une terrasse glaciaire de 10 à 15 m. et vers l'E., près du pont des Moulins, par le Flysch.

Le torrent s'est encaissé entre le cône et le glaciaire.

Les torrents de Chevallets et de Cray se réunissent actuellement près de la Siaz, de sorte qu'ils ont l'air d'avoir un cône commun. Autrefois ce n'était pas le cas.

Le sommet de leur cône est divisé en deux par un éperon rocheux. Il s'ensuit que, avant le creusement de leurs lits rocheux actuels, les deux torrents déposaient chacun leur cône individuel.

Sur le côté droit s'élève, au milieu du cône, un rocher en Pliensbachien, sur lequel est située l'église de Rossinière.

Ce grand cône de Chevallets et celui des Planards se réunissent en dessous de la colline de la Tour, qui est en Lias inférieur.

Le cône de la Sautaz est entièrement couvert par les éboulements qui se déversaient du cirque de la Sautaz. Ses contours sont indistincts.

Le cône de l'Ondine a été emboîté par un cône plus petit.

Le cône de Lessoc est le plus considérable de tous. Sa largeur maximale est de 2200 m. Un petit cône adventif lui est superposé près des Plans de Buts.

Ce cône de Lessoc a dévié le cours de la Sarine vers l'W., de sorte que la rivière coule actuellement dans le Crétacique.

Les cônes sur la rive droite de l'Hongrin sont de moindre importance.

Près de Tabousset se trouve un petit cône déposé par le ruisseau des Coques, et plus en aval, près de Places d'en Bas, existe un ensemble de deux cônes, partiellement couvert par de l'éboulis.

En résumé, nous constatons que la période de la formation de cônes est terminée.

* * *

§ 3. — *Eboulements.*

Comme éboulement, il faut citer celui de la Sautaz. Il couvre tout le cône de déjection de la Sautaz. Les blocs de Malm se trouvent encore au-delà de la gare de la Tine.

Il est déjà partiellement couvert par la forêt, ce qui prouve qu'il est d'ancienne date, mais un écroulement local s'est encore produit en 1870, près du chalet 1116 m.

* * *

§ 4. — *Cônes d'éboulis.*

Les cônes d'éboulis sont assez fréquents dans la région. Nous les rencontrons le long des parois rocheuses, surtout sur la rive gauche de la Sarine.

Ici, ils tapissent des parois très raides, couvertes par une forêt touffue, au milieu de laquelle s'élèvent, par endroits, des rochers à pic.

Nous trouvons des cônes à forme symétrique typique dans le Bois de Ratevel, en dessous des rochers en Lias inférieur, ainsi que dans le cirque de Culan et dans celui de Crau.

Dans cette dernière localité, ils sont ravinés par les avalanches.

* * *

§ 5. — *Débris des pentes.*

La désagrégation mécanique est très complète sur les pentes de Dogger. Rarement trouve-t-on le Bajocien en place. Il n'est visible qu'aux endroits où une tranchée artificielle ou un ruisseau entaille les pentes.

Près du chalet de Crêtes, (1097 m.) un nouveau sentier avait été construit au printemps 1916 ; on y voyait admirablement le Bajocien. En 1917, on ne trouvait plus que de la marne jaune sans structure visible.

* * *

§ 6. — *Dolines.*

Les dolines sont fréquentes à la limite du Bathonien et de l'Oxfordien, par exemple près du chalet de Planachaux, au des

sus de Chatmufins; et dans le Malm et le Néocomien, en dessous de Châtelards et sur l'arête au dessus du Bois des Mosses.

Tout le massif du Corjon est traversé par des grottes. Une entrée se trouve en dessous du chalet de Corjon et une autre, dans le couloir de l'arête W.S.W. de la Dent de Corjon.

Ces grottes se groupent sur des failles.

* * *

§ 7. — Sources.

Les environs de Rossinière sont très aquifères. Les sources jaillissent surtout à la limite du Bathonien gréseux et du Bajocien marneux, par exemple la source de l'Ondine; ou sous le glaciaire, comme celles qui alimentent Rossinière et Cuves.

La source de la Chaudanne, dans le Dogger, près du contact avec le Malm, a des caractères vaclusiens. L'eau a une température constante de 8,2°. Selon une tradition populaire, cette eau proviendrait de la vallée de Vert-Champ, — ou de Mo-causa — (35).

En temps de grosses pluies, il se forme un lac dans cette vallée et l'eau se perd dans les entonnoirs pour alimenter, non pas la source de la Chaudanne, mais le Ruisseau des Sciernes Picats.

* * *

§ 8. — Conclusions.

On peut résumer comme suit l'histoire de notre région à l'époque quaternaire :

I. Période glaciaire.

a) Aucune trace n'est conservée de la période de Riss.

b) Pendant l'âge würmien, la limite des neiges persistantes était à 1300-1400 m.

La vallée de la Sarine était entièrement occupée par le glacier. La vallée est creusée en forme de U et les calcaires durs qui la traversent sont façonnés en roches moutonnées. Nous estimons le surcreusement de la vallée à 100-130 m.

Formation des cirques glaciaires. Les eaux subglaciaires ont creusé des gorges profondes.

c) Au stade de Bühl, le front du glacier se trouvait aux Moulins. Avancement des glaciers locaux, qui déposent leurs moraines.

Limite des neiges à 1500-1600 m.

d) Au stade de Gschnitz les glaciers se retirent dans les vallées latérales.

Limite des neiges à 1800-1900 m.

II. Période postglaciaire.

Ravinement par les torrents.

Des éboulements et de l'éboulis descendent des flancs rocheux. Désagrégation sur les pentes.

L'érosion postglaciaire est minime.

TROISIÈME PARTIE

Tectonique.

La chaîne du Corjon et de la Pointe de Cray appartient entièrement à la nappe des Préalpes médianes. Cette chaîne forme le prolongement septentrional des Rochers de Naye et du Mont Arvel, desquels elle est séparée par la dépression de la vallée de l'Hongrin.

§ 1. — *L'anticlinal de Crau.*

La partie centrale de notre région se compose d'un grand anticlinal, qu'on peut suivre sans interruption depuis Villeneuve jusqu'à Jaun. Le pli passe par : la vallée de la Tinière-Col de Chaude-Lavanchy-Col de Crau (ou col des Gaules) - Vallée des Planches.

Au N. des Planches, notre anticlinal traverse la vallée de la Sarine et passe ensuite par Sierne-Ratevel et les chalets de Culan. En dehors de notre région, nous pouvons le suivre au Col de Feugière, dans la vallée de Motélon et de là jusqu'à Jaun.

Sur les pentes entre la vallée de l'Hongrin et le Col de Crau, situé entre la Dent de Corjon et la Pointe de Planachaux, le Dogger, qui constitue son noyau, n'affleure que rarement et est couvert de pâturages sur presque toute son étendue.

Par contre, sur le versant N.E. du même col, l'anticlinal se révèle distinctement par le plongement des couches du Dogger.

Si on se place sur un point un peu élevé, sur la rive droite de la Sarine, cet anticlinal apparaît dans toute sa simplicité, sous l'aspect d'une belle voûte rompue, aux traits réguliers et de grande amplitude.

La dépression du Col des Gaules représente le centre du noyau, constitué ici par le Bajocien. Les sommets voisins, le

Corjon et le Planachaux, sont formés par les calcaires résistants du Bathonien et du Jurassique supérieur et complètent ainsi notre anticlinal.

Le Col des Gaules est donc un exemple typique de relief inverse.

En descendant depuis le col vers la vallée de la Sarine, par le chemin des Cottards, nous rencontrons dans la vallée des Planches la série complète du Lias au Trias, décrite dans la partie stratigraphique de notre étude. Le point le plus élevé atteint par le Pliensbachien se trouve à environ 1300 m. et le Trias se rencontre jusqu'à la cote 1200.

Sur la rive droite de la Sarine, l'axe de l'anticlinal se dirige un peu plus vers le Nord, jusqu'aux environs de Sierne, où il s'incurve sous un angle assez aigu dans la direction du N.W.

L'anticlinal maintient cette direction jusqu'en dessous de Ratevel où une seconde incurvation le ramène dans la direction primitive, c'est-à-dire dans la direction N.N.E.

On observe les cornieules du Trias pour la dernière fois derrière le chalet de Culan, à l'altitude de 1639 m.

Les altitudes du Trias relevées au Torrent des Planches, ainsi qu'au Culan (1639 m.), indiquent donc un plongement notable de l'axe vers le Sud, c'est-à-dire vers la dépression de l'Hongrin.

A partir du Culand, il est possible que l'axe se dirige plus à l'E. Malheureusement le glacier, qui recouvre le cirque de Culan, empêche toute observation précise. Le prolongement septentrional de l'anticlinal ne sera connu qu'après une étude détaillée de la région entre Lessoc et le Vanil Noir.

La forme du solide triasique qui constitue le noyau de l'anticlinal au N. de la Sarine est mise en évidence par la figure 1.

Le gauchissement de l'axe impose au plan d'affleurement la forme d'un S étiré, incliné vers le Sud.

* * *

§ 2. — *L'anticlinal de la Sautaz.*

L'anticlinal dont nous venons de suivre le tracé à travers notre région est accompagné au N.W. par un second anticlinal, qui prend naissance au dessus de Veytaux, au bord du lac Léman.

Cet anticlinal, après avoir formé la Dent de Merdasson, entre dans notre région aux environs de Pierra-Derrey.

Entre l'Hongrin et la Sarine, la voûte de cet anticlinal est bien fermée, Les couches qui constituent ses flancs sont redressées et leur plongement s'approche souvent de la verticale.

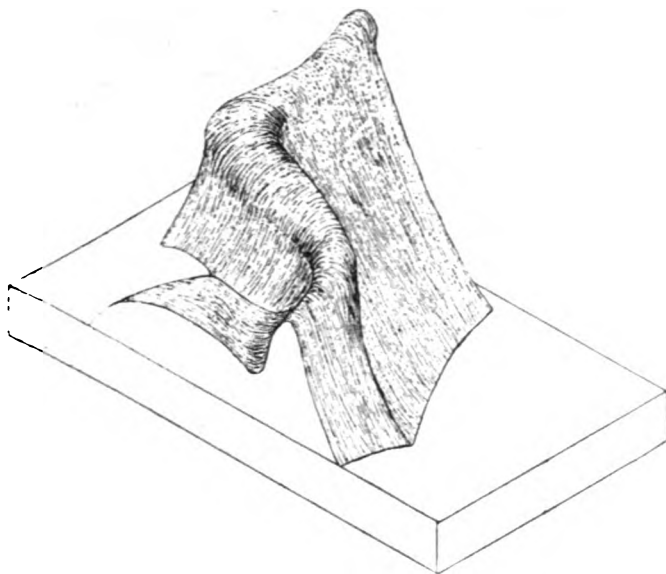


FIG. 1. — *Les déformations de l'anticlinal de Crau.*

La majeure partie visible est constituée par les calcaires du Jurassique supérieur. Dans ces assises, le plongement est difficile à relever exactement. Un petit affleurement de Bathonien, sur le sentier qui mène de Pierra-derrey à Châtelards, à l'altitude de 1300 m., nous est cependant une indication précieuse pour l'évaluation de l'épaisseur du flanc Jurassique.

En effet, si nous suivons ce sentier, nous observons que les couches du Malm n'ont ici qu'une faible épaisseur.

C'est qu'une faille transversale se trouve dans la paroi juste à l'endroit où le sentier la franchit.

Un peu plus haut, on rencontre le plan de faille de cette cassure.

Au dessus du Bois des Mosses, le Bathonien réapparaît dans une boutonnière, au milieu du Jurassique supérieur.

Un peu plus au Nord, la charnière de notre anticlinal apparaît de nouveau.

Dans les parois au dessus du vallon de la Sautaz, les couches du Dogger forment en effet une belle courbure visible du fond de la vallée. Par une faille, les Couches viennent buter directement contre le Bathonien, de sorte que la série considérable du Crétacé inférieur et du Malm est ou écrasée jusqu'à la réduction totale.

Comme il ressort de la coupe IV, nous considérons les Couches rouges comme un petit synclinal secondaire dans la grande cuvette Crétacique de Corjon.

Le vallon de la Sautaz est situé dans le prolongement du N.-E. de notre anticlinal. Les détails cependant sont marqués par de l'éboulis et par un grand éboulement.

Sur le flanc occidental de l'anticlinal, on remarque des failles assez importantes dans le Jurassique moyen et dans le Cretacé inférieur.

Aux abords de la Sarine, ce même flanc se déverse considérablement. Ce sont surtout le Bathonien et l'Argovien qui augmentent graduellement d'épaisseur en allant vers le N.-E. Le plongement reste cependant à peu près vertical.

Au N. de la Sarine, l'anticlinal est seulement marqué par les plongements des couches du Dogger. Les affleurements excessivement rares, c'est à peine si on peut suivre rigoureusement la direction du pli.

* * *

§ 3. — *Le Synclinal de Corjon.*

Entre les deux anticlinaux que nous venons de décrire, on trouve un grand synclinal, qui se marque nettement dans la topographie entre la Sarine et l'Hongrin.

Cette large cuvette crétacique de Corjon est le prolongement septentrional du synclinal des Rochers de Naye.

Dans le synclinal de Corjon, la série complète du Malm du Crétacé a été conservée. Nous y trouvons même le Malm avec des bancs de conglomérat de Mocaussa, déjà mentionnés dans la partie stratigraphique.

Les flancs de ce synclinal sont dissymétriques. Les couches du flanc E. ont un plongement inférieur à 45°, tandis que du flanc W. est presque vertical, comme nous l'avons dit plus haut dans la description de l'anticlinal de la Sautaz.

Plusieurs failles coupent le pli transversalement, à

rents endroits. Deux de ces failles s'observent particulièrement bien dans la paroi du Corjon, au-dessus du torrent des Riz.

De même le Jurassique supérieur, entre la Dent de Corjon et la vallée de l'Hongrin, est traversé par plusieurs petites failles. Une de ces failles a favorisé la formation d'une grotte.

Le synclinal de Corjon nous permet d'évaluer sans difficulté le plongement de son axe. Au dessus de la Sarine, le Néocomien atteint une altitude approximative de 1450 m., tandis qu'il approche de l'Hongrin à 1050 m.

Par conséquent, le plongement axial du synclinal est vers le S., donc identique aux deux anticlinaux déjà décrits.

La superbe charnière synclinale de Malm, qui forme les parois abruptes sous le Corjon, au-dessus de la gorge de la Sarine, termine ce synclinal sur la rive gauche de cette rivière.

* * *

§ 4. — *L'anticlinal de la Venérie.*

Au Nord de la Sarine, le synclinal se dédouble. Un petit anticlinal médian prend naissance. Un éperon avancé le met en évidence au S. du bois de la Venérie, dans lequel les rochers du Pliensbachien se réunissent au N. à la zone pliënsbachienne normale.

La petite colline bajocienne de Plan Bochet est un dernier témoin de cet anticlinal, qui disparaît rapidement vers le S.

Cet anticlinal est en rapport direct avec l'incurvation de l'anticlinal de Crau, près de Sierne. Au Nord de la ligne Sierne-Trayléchertzo, où cette inflexion a lieu, la place manque pour la continuation du petit anticlinal médian, de sorte que le synclinal, que nous pouvons appeler synclinal de Combarin, qui se trouve entre les deux anticlinaux, présente une terminaison périclinale.

L'inflexion de l'anticlinal de la Crau et l'apparition du petit anticlinal de la Venérie sont tous les deux le résultat d'une même action. La poussée tangentielle a causé au N. une inflexion, tandis qu'au S., la résistance opposée à cette poussée étant plus grande, l'inflexion n'a pas pu se produire; en compensation, le pli s'est dédoublé.

* * *

§ 5. — *Le synclinal gruyérien.*

Le large synclinal gruyérien, qui borde notre région vers l'W. est le prolongement du synclinal de la Dent de Jaman.

Les couches du Jurassique supérieur et du Crétacé, qui constituent son flanc oriental, sont verticales ou même, par places, déjetées vers l'Est. Dans la gorge de la Tine, on observe de nombreux plissements secondaires dans le Néocomien.

Vers le centre du synclinal, les flancs se couchent rapidement, mais le fond reste ondulé. C'est ainsi qu'apparaissent, en dehors de notre carte, au milieu des Couches rouges, des bombements anticlinaux de Néocomien dûs aux digitations secondaires du fond du synclinal.

Il est à remarquer que le Crétacé dans le synclinal de Montbovon se trouve à une altitude plus faible que celle des synclinaux avoisinants, du Moléson, du Corjon et du Vanil Noir. Il est possible qu'une dépression ait existé dans ces régions avant le plissement alpin, ou bien que, dans la suite, après le charriage de la nappe, un affaissement général se soit produit.

§ 6. — *Le synclinal de Château-d'Œx.*

Le second synclinal important de notre région est celui qui la délimite vers l'E.

Il représente le prolongement septentrional du synclinal des Agites, qui prend naissance au dessus de Roche, dans la vallée du Rhône. Dans cette région, il sépare le Mont Arvel du massif des Tours d'Aï. Le Petit Hongrin y coule en une vallée longitudinale.

Aussi plus au N., dans notre région, cette cuvette se marque-t-elle bien dans le relief topographique. C'est au confluent du Petit Hongrin avec le Grand Hongrin que le synclinal apparaît sur le territoire de notre étude.

Il forme le Col de Sonlemont et après avoir traversé la Sarine près des Moulins, il se prolonge dans la vallée de Motélon, en séparant le massif des Gastlosen de la chaîne du Vanil Noir.

Le fond du synclinal de Château d'Œx est constitué par du Flysch. Ce fond est, comme celui du synclinal de Montbovon, ondulé par des replis secondaires.

Une de ces ondulations nous montre près de Cretettaz le Crétacé dans une boutonnière, au milieu du Flysch.

Un autre exemple de ces replis crétaciques dans le Flysch existe entre Château-d'Œx et le Pré, sur la rive droite de la Sarine.

* * *

§ 7. — *Le synclinal du Vanil Noir.*

Ce synclinal se trouve seulement au N. de la Sarine. Son axe forme la crête importante du Becca de Cray (ou pointe de Cray) au Hochmatt en passant par le Vanil Noir. Au N. de notre région, il augmente beaucoup en importance.

Dans notre région, ce synclinal ne contient que du Bajocien.

La Pointe de Cray se trouve approximativement dans le prolongement de son axe.

L'endroit le plus méridional où l'on trouve encore le Dogger de ce synclinal, est situé un peu au N. de la route de Rossinière à la Tine. Ici, le Bajocien se trouve pincé entre les calcaires du Lias, de sorte qu'entre la grande route et la Sarine, le Pliensbachien le contourne entièrement.

* * *

§ 8. — *La voûte plienschbachienne de Siernes.*

Une large voûte plienschbachienne sépare le Dogger du synclinal du Vanil Noir de celui du synclinal de Château-d'Œx. L'anticlinal intercalé est particulièrement bien visible dans la vallée des Meiris.

En dehors de notre carte, il se présente sous la forme d'une belle charnière sur le versant droit de la vallée de la Vausseresse. Le sommet de l'anticlinal forme un petit plateau entre les Bugnons et Siernes.

Les flancs de cet anticlinal ont généralement un plongement inférieur à 45°, et au Sud ils se couchent graduellement jusqu'à devenir horizontaux sur la route de Rossinière à la Chaudanne, de sorte qu'au Sud de la Sarine, le Pliensbachien de ce pli se fond complètement avec le Lias de l'anticlinal de Crau.

A l'entrée de la cluse de la Chaudanne, nous remarquons que l'épaisseur du Bathonien, du Malm et du Néocomien est fort réduite. C'est que cette partie du flanc a subi un étirement.

Cet étirement est dû à un changement de direction du synclinal de Château-d'Œx.

Depuis les environs Pâquier Genoud, l'ensemble des couches

s'incurve dans la direction du N. jusqu'au dessus de la Chaudanne, d'où elles reprennent la direction initiale vers le N.E.

L'étirement est accompagné d'une faille au dessus de Pâquier-Genoud, qui réduit le Malm à une dizaine de mètres à peine.

Il y a une coïncidence frappante entre le passage de la Sarine à travers la cluse de la Chaudanne et cet accident tectonique.

Nous ne voulons pas cependant expliquer la formation de cette vallée par cet accident.

Au lieu de continuer son cours dans une vallée longitudinale et de passer par les couches tendres de Sonlemont, la Sarine s'est frayée un chemin à travers la barrière très réduite que le Jurassique supérieur lui opposa à la Chaudanne.

* * *

§ 9. — Conclusions.

En terminant, nous concluons que le grand anticlinal de Chaude-col de Crau et les synclinaux gruyérien et de Châteaud'Œx sont les trois unités les plus régulières de la région.

Au S. de la Sarine, c'est le synclinal de Corjon qui s'intercalaire et qui joue ici, ainsi qu'aux Rochers de Naye, le rôle prépondérant dans l'orographie de la région.

Au N. de la Sarine, ce synclinal diminue notablement d'importance et c'est, par contre, le synclinal du Vanil Noir qui s'élargit et se complète vers le N.

La forme d'un S étiré que prend l'axe de l'anticlinal de Crau, au Nord de la Sarine, doit être en relation étroite avec le relaïement des deux unités.

La vallée de la Sarine, entre les Moulins et Montbovon, a pu se former précisément à cet endroit grâce à cette différence tectonique de ses deux rives.

Nous avons constaté une descente axiale des anticlinaux de Crau et de la Sautaz vers l'Hongrin. Le plongement de l'axe du synclinal de Corjon suit la même direction, mais est cependant plus accusé.

Sur la rive gauche de l'Hongrin, ces trois axes remontent de nouveau vers le Sud, autant que nous pouvons en juger par les cartes géologiques existantes.

La vallée de l'Hongrin entre Taboussset et Allières s'expliquerait donc facilement par une dépression axiale dans cette partie des Préalpes.

①

100

②

EARTH SCIENCES LIBRARY

СЪТВОРИЛИ
ПРИДЪРЪ

NORTH SCIENCES LIBRARY

EARTH SCIENCES LIBRARY

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

1. 1834. B. STUDER. *Geologie der westlichen Schweizer Alpen*. — Heidelberg et Leipzig, 1834.
2. 1853. B. STUDER. *Geologie der Schweiz*. — 2 volumes, Berne et Zurich, 1851-1853.
3. 1860-1863. W.-A. OOSTER. *Catalogue des Céphalopodes fossiles des Alpes suisses*. — Nouv. Mém. Soc. helv. sc. nat., vol. XVII-XVIII.
4. 1869. C. von FISCHER-OOSTER. *Verschiedene geologische Mitteilungen über die schmale Flyschzone von Hongrin längs den Gastlosen gegen Jaun hin*. — Mitth. d. natürl. Ges. in Bern, p. 187-188, Bern, 1870.
5. 1869. E. TAWNEY. *On the occurrence of Terebratula diphya in the Alps of the canton de Vaud*. — Quarterl. Journal, vol. XXV, p. 305, Londres.
6. 1869-1871. W.-A. OOSTER & C. von FISCHER-OOSTER. *Protozoe Helvetica*. — Vol. I, II, Bâle et Genève.
7. 1870. E. FAVRE. *Etudes sur la Géologie des Alpes. Le massif du Moléson et les montagnes environnantes dans le canton de Fribourg*. — Archiv. d. Sciences, vol. XXXIX, p. 169, Genève.
8. 1871. S. CHAVANNES. *Formation de la corgneule*. — Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., vol. XX, p. 299, Lausanne.
9. 1873. E. FAVRE. *Coupe géologique du Vanil Noir au Gastlosen*. — Revue géol. Suisse, 1873, vol. III, p. 48, Genève.
10. 1875. E. FAVRE. *Description des fossiles de l'Oxfordien des Alpes fribourgeoises*. — Mém. Soc. pal. Suisse, vol. II, Genève.
11. 1875. E. FAVRE. *Terrain jurassique sup. des Alpes occid.* — Bull. Soc. géol. de France, 3^e série, vol. III, p. 695, Paris.
12. 1877. E. FAVRE. *La zone à Ammonites acanthicus dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie*. — Mém. Soc. pal. Suisse, vol. IV, Genève.
13. 1880. E. FAVRE. *Description des fossiles du Tithonique des Alpes fribourgeoises*. — Mém. Soc. pal. Suisse, vol. VI, Genève.
14. 1884. H. SCHARDT. *Etudes géologiques sur le Pays-d'Enhaut vaudois*. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. XX, p. 1-183, Lausanne.
15. 1885. V. GILLIÉRON. — *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII*. — Mat. Carte géol. suisse, Livr. XVIII, Berne.
16. 1885-1891. H. HAAS. *Etude monographique et critique des brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes vaudoises et des contrées avoisinantes*. — Mém. soc. pal. suisse, vol. XI, XIV, XVIII, Genève.
17. 1887. E. FAVRE & H. SCHARDT. *Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi*. — Mat. Carte géol. suisse, Livr. XXII, Berne.
18. 1891. J. BÖHM. *Kreidebildung in Oberbayern*. — Paläontographica, vol. 38, Stuttgart.
19. 1891. E. HAUG. *Les chaînes subalpines entre Gap et Digne*. — Paris.
20. 1891. H. SCHARDT. *Excursion de la Soc. géol. suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises, avec récit de l'excursion*. — Eclog. géol. Helvet., vol. II, p. 528-569, Lausanne.
21. 1892. Th. RITTENER. *Notes sur les corgneules du Pays-d'Enhaut*. — Eclog. géol. Helvet., vol. III, p. 9-27, Lausanne.
22. 1893. E. QUEREAU. *Die Klippenregion vom Iberg*. — Mat. Carte géol. suisse, Nouv. série, Vol. III, Berne.

23. 1893. H. SCHARDT. Coup d'œil sur la structure géologique des environs de Montreux. - Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., vol. XXIX, p. 241-255, Lausanne.
24. 1893. H. SCHARDT. L'origine des Préalpes romandes. — Archives d. Sciences, 3^e période, vol. XXX, p. 570-583, Genève.
25. 1894. E. HAUG. L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. — Arch. d. Scienc., 3^e période, vol. XXX, p. 154-173, Genève.
26. 1894. H. SCHARDT. Excursion géologique à travers les Alpes occidentales suisses. — Livret-guide géologique, p. 171-195, Lausanne.
27. 1894. H. SCHARDT. Compte-rendu de l'excursion à travers les Alpes de la Suisse occidentale. — Congrès géolog. intern. de Zurich, p. 473-489, Lausanne.
28. 1896. M. LUGEON. La région de la brèche du Chablais. — Bull. Serv. carte géol. de France. T. VII, N° 46, p. 337-646, Paris.
29. 1896. G. PARONA. Contribuzione alla conosenza delle ammoniti liasiche di Lombardia. — Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XXIII, Genève.
30. 1897. H. SCHARDT. Remarques sur la géologie des Préalpes de la zone Chablais-Stockhorn. — Eclog. geol. Helvet., vol. V, p. 44, Lausanne.
31. 1898-1899. O. HUG. Beiträge zur Kenntnis der Lias und Dogger Ammoniten aus der Zone der Freiburger Alpen. — Abhandl. Schweizer pal. Ges., vol. XXV-XXVI, Zürich.
32. 1898. H. SCHARDT. Stratigraphie du calcaire du Mont Arvel. — Bull. Soc. Vaud. sc. nat., vol. XXXIX, p. XXI-XXIII, Lausanne.
33. 1898. H. SCHARDT. Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses. — Bull. Soc. vaud. des Sc. nat., vol XXXIV, p. 113-219, Lausanne.
34. 1899. E. HAUG. Les régions dites exotiques du versant nord des Alpes suisses. — Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat., vol. XXXV, p. 114-161, Lausanne.
35. 1899-1910. Dictionnaire géographique de la Suisse. — Neuchâtel.
36. 1901. R. DE GIRARD. Les Alpes fribourgeoises. — Mém. Soc. Frib. Sc. nat., vol. II, fasc. 2, Fribourg.
37. 1901. M. LUGEON. Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. — Annales de géographie, vol. X, p. 295-317 et 401-428, Paris.
38. 1902. J. BRUNHES. Le travail des eaux courantes. — Mém. Soc. Frib. Sc. nat., vol. II, p. 153-224, Fribourg.
39. 1902. P. LORY. Sur le faciès à entroques dans le Lias des Alpes suisses et françaises. — Arch. d. Sciences, vol. XIV, p. 468-470, Genève.
40. 1902. M. LUGEON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. France, 4^e série, vol. I, p. 723-825, Paris.
41. 1904. F. JACCARD. La région de la Brèche de la Hornfluh. — Bull. Lab. géol. Université de Lausanne, N° 4.
42. 1904. G. ROESSINGER. Les couches rouges de Leysin et leur faune. — Eclog. geol. Helvet., vol. VIII, p. 435-438, Lausanne.
43. 1905. G. STEINMANN. Geologischen Beobachtungen in den Alpen II. — Berichte Naturf. Ges. Freiburg i Br., vol. XVI.
44. 1906. A. BALTZER. Das Berner oberland und Nachbargebiete, Spec. Theil. — Sammlung Geol Führer p. 221-234, Berlin.
45. 1906. A. DE LAPPARENT. Traité de géologie. vol. II, III, Paris.
46. 1906. F. NUSSBAUM. Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes, Bern.

47. 1906. A. TOBLER & A. BUXTORF. Bericht über die Excursion der Schweizer. Geol. Ges. in die Klippen region am Vierwaldstättersee. — Eclog. geol. Helvet., vol. IX, p. 19-55, Lausanne.
48. 1907. J. BRUNHES. Observations de morphologie comparée. — Revue de géographie annuelle. Vol. I, p. 281-308, Paris.
49. 1908. K. ANDRÉE. Über die stetige und unterbrochene Meeressedimentation — Neues Jahrb. f. Miner. u. Geol., Beilage. Vol. XXV. p. 366-421.
50. 1908. F. JACCARD. La région du Rubli-Gummfluh. — Bull. lab. géol. Université de Lausanne, N° 11.
51. 1908. L. REUTER. Die Ausbildung des Oberen braunen Jura im nördl. Teile der Fränkischen Alb. — Dissertation Universität Erlangen.
52. 1908. H. SCHARDT. Excursion destinée à étudier la structure du Jura, du Plateau et des Alpes. Livret des Excursions scientifiques du Congrès intern. du géogr., p. 58-76, Genève.
53. 1908. F. TRAUTH. Über den Lias der exotischen Klippen am Vierwaldstättersee — Mitt. Geol. Ges. Wien., vol. I, p. 413-486.
54. 1909. L. COLLET. Sur la présence de calcaires et brèches dolomitiques dans le Lias moyen du Mont Arvel — Archives d. Sciences, vol. XXIX, p. 98-99, Genève.
55. 1909. A. PENCK & BRUCKNER. Die Alpen in Eiszeitalter, vol. I-III. — Leipzig.
56. 1910. ARN. HEIM. Monographie der Churfürsten-Mattstock. — Matér. Carte géol. Suisse, Nouv. série, vol. XX, Berne.
57. 1911. E. HAUG. Traité de géologie, v. II, fascicule 2. — Paris.
58. 1911. A. HEIM et C. SCHMIDT. Geologische Karte der Schweiz. 1 : 500,000.
59. 1911. L. HORWITZ. Contribution à l'étude des cônes de déjection dans la vallée du Rhône. — Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XLVII, p. 215-330.
60. 1911. A. JEANNET & F. RABOWSKY. Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. — Eclog. geol. Helvet., vol. XI, p. 739-747, Lausanne.
61. 1911. M. LUGEON et E. JEREMINE. Les bassins fermés des Alpes suisses 1^{re} partie. Préalpes. — Bull. lab. géol. Université de Lausanne, N° 17.
62. 1912. A. JEANNET. Monographie géologique des Tours d'Aï. — Matér. Carte géol. suisse, Nouv. série, vol. XXXIV, Berne.
63. 1913. L. HORWITZ. Quelques résultats d'un lever géologique dans les Alpes fribourgeoises. — Extrait des C. R. de la Soc. des sciences, Varsovie, VI^e année, fasc. 5.
64. 1913. O. B. v. D. OSTEN SACKEN. Beiträge zur Kenntnis zoogener Kalksteine. — Dissertation université. Zurich.
65. 1914. L. HORWITZ. Sur le Lias du massif des Bruns et de ses annexes. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. L, Proc.-verb. p. 6-8, Lausanne.
66. 1915. L. ROLLIER. Sur les étages du Lias Celto-Souabe. — Eclog. geol. Helvet., Vol. XIII, p. 373-376, Lausanne.
67. 1917. A. FRAUENFELDER. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. — Eclog. geol. Helvet., Vol. XIV, p. 247, Lausanne.
68. 1917. L. HORWITZ. Plis devanciers dans les Préalpes médianes. — Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. LI, Proc.-verb. p. 211-216, Lausanne.
69. 1917. W. KILIAN & J. REVIL. Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. — Mém. carte géol. France, Paris.
70. 1917. R. STAUB. Über Faciesverteilung und Orogenese in den Südöstlichen Schweizeralpen. — Matér. Carte géol. suisse, Nouv. série, vol. XLVI, p. 165-198, Berne.

71. 1918. L. HORWITZ. Sur le faciès des dépôts liasiques dans quelques régions des Préalpes médianes. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. LII, Proc.-verb., p. 4-6, Lausanne.

Ouvrages parus au cours de la rédaction du présent mémoire :

72. 1918 G. HENNY. La géologie des environs de Montreux. — Bull. lab. géol. Université de Lausanne, N° 23.
73. 1919. L. HORWITZ. L'âge des calcaires à entroques dans les Préalpes médianes. — Bull. Soc. Vaud. sc. nat., vol. LII, Proc.-verb., p. 88-90 Lausanne.
74. 1919. J.-P. SCHUMACHER & A. G. G. SCHIEFERDECKER. Foraminifères des Préalpes médianes. — Bull. Soc. Vaud. sc. nat., vol. LII, Proc.-verb. p. 117, Lausanne.
-

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
<i>Avant-propos</i>	5
<i>Introduction</i>	7
<i>Historique</i>	9

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie

CHAPITRE I. Trias	11
§ 1. Généralités	11
§ 2. Trias de la région au nord de la Sarine	11
§ 3. Trias de la région au sud de la Sarine	12
§ 4. Discussion sur l'âge	13
§ 5. Comparaisons avec d'autres régions	14
CHAPITRE II. Lias inférieur et moyen	15
§ 1. Généralités	15
§ 2. Description du Lias au nord de la Sarine	15
§ 3. Lias au sud de la Sarine	18
§ 4. La faune du Lias	19
§ 5. Age de ces couches	22
§ 6. Comparaison avec le Lias de la Tinière	24
§ 7. Comparaisons avec le Lias des Préalpes fri- bourgeoises	25
a) Im-Fang, Bellegarde, col de Nuschels	26
b) Vallée de la Thouana	26
§ 8. Hypothèses relatives à la lacune stratigra- phique	27
§ 9. Conditions de dépôt du Lias	29
§ 10. Comparaison avec le Lias du bord Sud des Alpes	29
§ 11. Liste critique des espèces trouvées dans le Lias inférieur et moyen	31
CHAPITRE III. Jurassique inférieur et Lias supérieur	39
§ 1. Généralités	39
A. Domérien-Bajocien	39
§ 2. Description du Lias supérieur et du Bajocien	39
§ 3. La faune du Bajocien	40
§ 4. La faune du Lias supérieur	41
B. Bathonien	41
§ 5. Zone I Versant ouest	41
§ 6. Zone II Versant est	42
§ 7. Age de la faune du Dogger et du Lias	44
§ 8. Comparaisons avec d'autres régions	46
§ 9. Conclusions	47
§ 10. Liste critique des espèces trouvées dans le Jurassique moyen	48
CHAPITRE IV. Jurassique supérieur	51
§ 1. Généralités	51
§ 2. Vallée de Montbovon	52
§ 3. Synclinal de Corjon	54
§ 4. Synclinal du Vanil noir	54
§ 5. Synclinal de Château-d'Ex	55
§ 6. Discussions sur l'âge	55

	Pages
CHAPITRE V. Crétacé inférieur	58
§ 1. Généralités	58
§ 2. Synclinal gruyérien	59
§ 3. Synclinal de Corjon et synclinal de Château-d'Ex	59
CHAPITRE VI. Crétacé supérieur	60
§ 1. Généralités	60
§ 2. Synclinal de Montbovon	61
§ 3. Synclinal de Corjon	61
§ 4. Synclinal de Château-d'Ex	61
§ 5. Age du Crétacé supérieur	62
§ 6. Comparaisons avec d'autres régions	63
§ 7. Résumé de la période crétacée	65
CHAPITRE VII. Flysch	66
§ 1. Généralités	66
§ 2. Synclinal de Corjon	66
§ 3. Synclinal de Château-d'Ex	67
§ 4. Les poudingues de Mocausa	67
§ 5. Age du Flysch	69

DEUXIÈME PARTIE

Morphologie

CHAPITRE I. Période Wurmienne et Aachenschwankung	70
§ 1. Le glacier de la Sarine	70
§ 2. Le glacier de l'Hongrin	71
§ 3. Les cluses	72
CHAPITRE II. Stade de Bühl	73
§ 1. Introduction	73
§ 2. Le glacier du Culan	74
§ 3. Les glaciers de la Dent de Corjon	74
§ 4. Le glacier de Sonlemont	75
CHAPITRE III. Période Postglaciaire	76
§ 1. Généralités	76
§ 2. Cônes de déjection	76
§ 3. Eboulements	78
§ 4. Cônes d'éboulis	78
§ 5. Débris de pentes	78
§ 6. Dolines	78
§ 7. Sources	79
§ 8. Conclusions	79

TROISIÈME PARTIE

Tectonique

§ 1. L'anticlinal de Crau	81
§ 2. L'anticlinal de la Sautaz	82
§ 3. Le synclinal de Corjon	84
§ 4. L'anticlinal de la Venérie	85
§ 5. Le synclinal gruyérien	86
§ 6. Le synclinal de Château-d'Ex	86
§ 7. Le synclinal du Vanil noir	87
§ 8. La voûte pliënsbachienne de Siernes	87
§ 9. Conclusions	88
<i>Index bibliographique</i>	91

EARTH SCIENCES LIBRARY

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 40

P. CORBIN et N. OULIANOFF

Recherches tectoniques
dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc

LAUSANNE
IMPRIMERIE COMMERCIALE

1926

EARTH SCIENCES LIBRARY

**Recherches tectoniques
dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc****PAR****P. CORBIN et N. OULIANOFF**

Le massif du Mont-Blanc, Aiguilles Rouges comprises, est le berceau de la géologie alpine. Depuis l'époque glorieuse de de Saussure et jusqu'à nos jours, le massif a été parcouru par de nombreux géologues. Et malgré tout, nos connaissances de cette région sont encore loin d'être complètes. Pour ne parler que des formations cristallines, en voici une preuve récente. R. Staub a publié, en 1922, un article sur les ophiolites (roches vertes) des Alpes (6). Il y établit une loi, d'après laquelle les roches vertes seraient cantonnées dans les zones internes des massifs cristallins des Alpes, tandis que les zones externes en seraient dépourvues. Il croit voir dans le massif du Mont-Blanc et dans celui des Aiguilles Rouges une preuve de plus pour appuyer cette loi. Il dit notamment (p. 140) que les amphibolites sont, pour ainsi dire, absentes dans la zone externe (massif des Aiguilles Rouges) et qu'elles sont assez bien représentées dans la zone interne (massif du Mont-Blanc). Or, en réalité, la distribution des roches basiques dans l'ensemble des deux massifs ne correspond nullement à celle indiquée par R. Staub. Dans les Aiguilles Rouges, aussi bien que dans la couverture cristallophyllienne au NW du noyau protoginique du Mont-Blanc, se trouvent de nombreuses trainées de roches basiques.

Ainsi la loi que R. Staub voudrait établir n'est guère applicable à la région du Mont-Blanc. Cet exemple est très caractéristique. Le fait qu'un connaisseur de la littérature alpine tel que R. Staub puisse commettre une telle erreur, montre bien que nos connaissances sur le massif du Mont-Blanc sont encore fort insuffisantes.

Notre remarque est encore plus justifiée, lorsqu'il s'agit de la partie centrale du massif, de son noyau protoginique. Celui-ci était considéré, en bloc, comme un culot granitique plus ou moins uniforme dans sa constitution. Le premier qui ait rompu avec cette tradition fut J. Vallot (7). En 1897, il attira l'attention sur un fait important, celui de l'existence dans la protogine de zones à schistes cristallins et il crut pouvoir formuler la conclusion suivante: « Le Mont-Blanc est constitué par une série de plis parallèles très aigus, *dirigés du Nord-Est au Sud-Ouest*¹ et plongeant tous au Sud-Est. »

Les résultats des recherches de J. Vallot ont été reproduits, avec l'énumération des synclinaux et des anticlinaux, par Duparc et Mrazec (5) (ils expriment pourtant certaines réserves à ce propos) et tout dernièrement encore par L.-W. Collet (1).

J. Vallot, dans un article paru après sa mort (8), reprend, mais avec plus de détails, la même question. Une carte en deux couleurs, qui accompagne son article, représente la distribution des synclinaux et des anticlinaux dans la protogine du Mont-Blanc.

Nous ne voulons pas entreprendre ici l'analyse détaillée de ce travail. Mais, comme les résultats auxquels J. Vallot arrive sont entrés dans la littérature géologique (voir plus haut), on est forcé de les prendre en considération.

Toute la construction tectonique de J. Vallot semble être basée sur un axiome, qu'il ne prend même pas la peine de discuter.

D'après cette idée fondamentale, les plis hercyniens, dans le massif du Mont-Blanc, sont disposés parallèlement à la vallée de Chamonix, c'est-à-dire parallèlement aux plis alpins. J. Vallot a constaté dans la protogine un grand nombre d'affleurements de roches schisteuses. Ces affleurements, il les groupe à travers de vastes espaces couverts de glaciers, et ces alignements de roches schisteuses déterminent, selon lui, des synclinaux hercyniens. Mais il n'essaie même pas de tracer les directions de cette tectonique hercynienne, dans la protogine, autrement qu'en parallélisme parfait avec la direction de la vallée de Chamonix.

Or, il suffit de jeter un coup d'œil sur la carte de J. Val-

¹ Souligné par nous.

lot (8) pour se rendre compte à quel point est fragile tout l'ensemble de cette construction tectonique, et combien arbitraires sont ses lignes de raccordement, d'autant plus qu'il n'y est faite aucune distinction entre les schistes enclavés dans la protogine et les mylonites de la protogine.

Le diastrophisme hercynien est d'autant plus délicat à étudier que différentes espèces de métamorphisme y ont ensuite joué un grand rôle et ont effacé nombre d'éléments très importants pour sa reconstruction. C'est pour cela que cette étude doit être menée avec une extrême attention et une grande prudence.

Pénétrons maintenant à l'intérieur du massif du Mont-Blanc. Il n'est guère facile de travailler dans ce chaos de rochers, de glaces et de dépôts morainiques, surtout lorsqu'il ne s'agit pas seulement de rechercher des échantillons de roches, mais surtout de faire des observations sur l'orientation dans l'espace de phénomènes géologiques.

Nous n'insisterons pas sur les difficultés purement touristiques: tous ceux qui connaissent les Alpes savent fort bien que le massif du Mont-Blanc est une des régions alpines des plus difficiles à parcourir.

Il y a d'autres difficultés encore. Nous sommes dans une région dont les formations ont subi l'influence de nombreux mouvements orogéniques (trois pour le moins), et dont les directions se croisent. Ce fait détermine les déplacements réciproques des tronçons d'une zone donnée, de sorte que la continuité des zones dans l'espace a été interrompue. D'autre part, le métamorphisme des roches schisteuses enclavées dans le granit est si profond que leurs caractères individuels se sont sensiblement effacés. Aussi le repérage de la continuation d'une zone donnée à travers de larges glaciers devient-il fort hypothétique, à l'exception de quelques cas dont nous parlerons dans la suite. Ce sont naturellement les surfaces horizontales et polies par les glaciers qui nous offrent les plus sûrs renseignements sur les directions dans la protogine.

Les résultats des observations que nous exposons ici se rapportent aux régions des glaciers de la Mer de Glace, du Géant, de Leschaux, de Talèfre et d'Argentière. La première, très importante, est relative à l'hétérogénéité de la protogine en tant que roche. Tantôt c'est un granite à grain uniforme dont les éléments minéralogiques sont distribués sans aucun

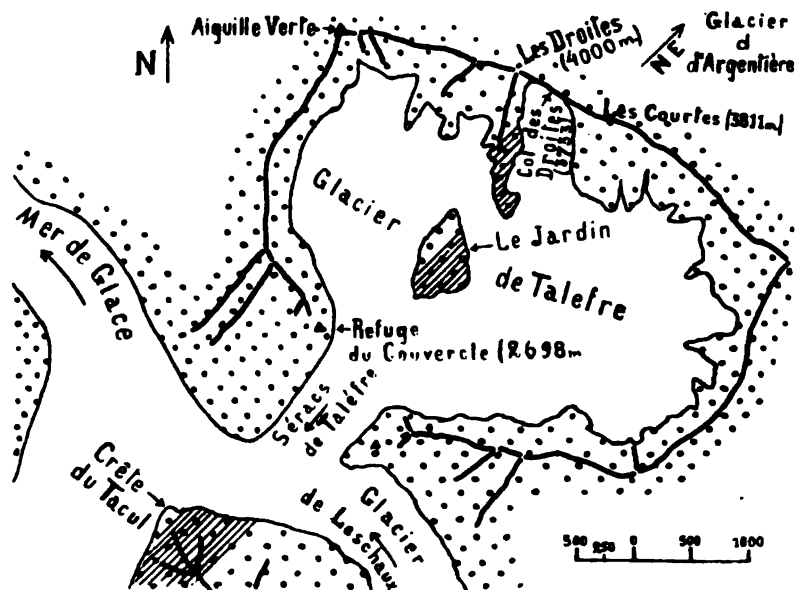


FIG. 1. — Croquis de la carte représentant les environs du glacier de Talèfre. Les hachures indiquent les régions avec les zones des roches écrasées, mylonitisées.

ordre dans toute la masse. Tantôt, et c'est le cas le plus fréquent, c'est une roche porphyrique avec de grands cristaux allongés de feldspath. Ce qui frappe particulièrement dans ce dernier type, c'est une orientation dans la roche nettement exprimée par la position des cristaux de feldspaths. Cette orientation est souvent très prononcée, affectant la presque totalité des grands cristaux de feldspath; elle peut aussi se révéler comme une tendance de la plus grande partie des feldspaths vers une orientation uniforme.

On peut se demander si cette orientation n'est pas le résultat de l'écrasement du granite dû à la pression orogénique alpine.

Or, l'observation serrée de la roche ne laisse voir, en général, aucun signe certain d'écrasement, bien qu'il y ait des zones d'écrasement dans la protogine, dont nous parlerons plus tard. Les grands cristaux de feldspath, qui, par suite de leurs dimensions, auraient dû être le plus exposés aux effets du dynamométamorphisme, conservent cependant toute la netteté de leurs contours, souvent parfaitement géométriques; ils ne

sont pas brisés, et leurs angles ne sont même pas émoussés. Tout cela démontre que l'orientation des feldspaths s'est effectuée dans un milieu pâteux, mi-cristallin, mi-liquide. Il semble évident que l'orientation uniforme des cristaux n'a pu se produire autrement que sous l'influence d'une pression orientée. La réalisation sur le magna d'une telle pression exige l'existence de deux plans parallèles et rigides, qui sont, dans une région affectée par le mouvement orogénique, les flancs des anticlinaux. Si les plis sont suffisamment prononcés, le magna, déplacé par l'abaissement des fonds des synclinaux dans le cœur des anticlinaux, subit une pression orientée, dont la direction est celle de la poussée orogénique.

On sait que, dans un milieu pâteux soumis à une pression orientée, les cristaux aplatis ou allongés tendent à occuper une position dans laquelle leur plan d'aplatissement et leurs axes d'allongement sont perpendiculaires à la direction de la pression. Ainsi la position des cristaux de feldspath, uniformément orientés dans la protogine, permet de déterminer la direction de la poussée orogénique contemporaine de l'époque de la mise en place de la protogine.

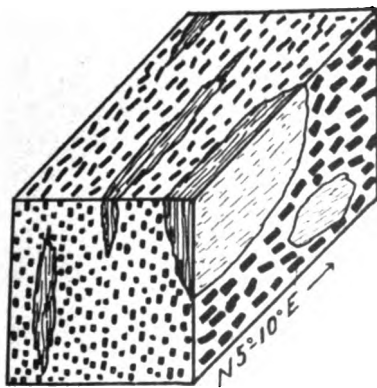


Fig. 2. — Stéréogramme représentant l'orientation des cristaux de feldspath (traits noirs) et des enclaves dans la protogine.

Notons encore une autre particularité de la protogine. Cette roche est riche en enclaves, phénomène connu depuis longtemps déjà.

On trouve, dans la littérature, différentes indications sur leur nature. Mais jusqu'à présent ni la forme ni l'orientation de celles-ci n'ont fait le sujet d'observations détaillées.

Les questions pétrographiques mises à part, les enclaves sont constituées principalement de roches nettement schisteuses. Parfois, les schistes sont cornés, mais le plus souvent ils conservent leur structure rubannée.

Il y a, parmi les enclaves, des blocs arrondis, qui rappellent des cailloux roulés; il y a aussi des enclaves anguleuses, à angles à peine émoussés, voire même tranchants. Certaines surfaces des roches polies montrent des enclaves disséminées et, semble-t-il, sans aucun ordre, ni aucune orientation. Mais tous ces cas passent au second plan, devant d'autres, incomparablement plus nombreux, qui montrent nettement que:

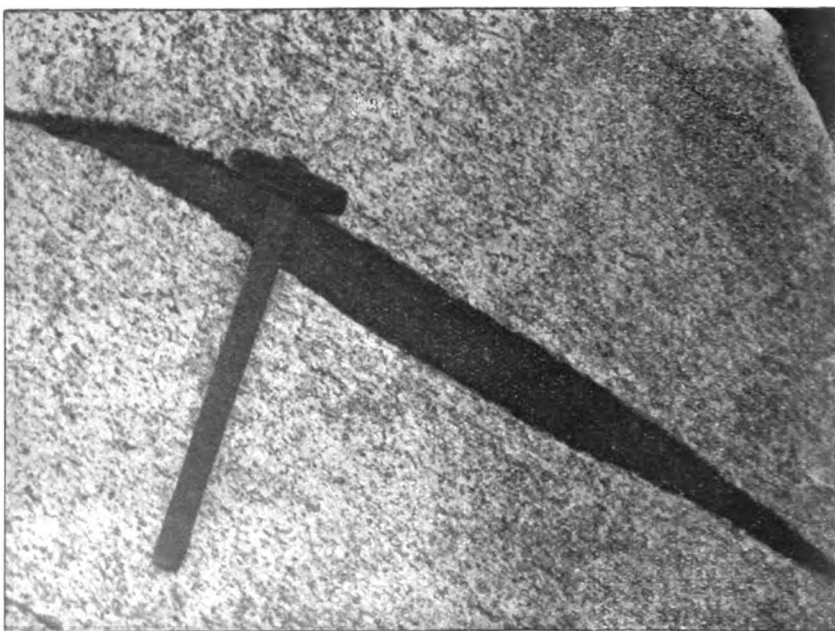


FIG. 3. — Une enclave-type dans la protogine.

1. La plupart des enclaves ont la forme de lentilles aplaties;
2. Au cas où les enclaves sont nombreuses, elles sont uniformément orientées;
3. Cette orientation concorde avec l'orientation moyenne des gros cristaux de feldspath.

Le croquis (voir fig. 2) représente la position habituelle des enclaves. Le plan de la lentille (la section la plus grande)

est approximativement vertical. Il en résulte que sur les surfaces horizontales de la protogine, les enclaves nous semblent presque toujours fortement étirées.



FIG. 4. — Une enclave dans la protogine coupée par un filon.
Remarquer aussi la tendance à l'orientation uniforme des cristaux de feldspath.

Par contre, dans les parois verticales, les sections des enclaves peuvent avoir des formes elliptiques, et même rondes.

Les enclaves sont les débris de la couverture cristallophylienne, que le magma n'a pas complètement résorbés. L'explication de leurs positions uniformément orientées dans la protogine doit être cherchée dans la pression orientée, exercée sur le magma pendant sa mise en place. Dans la masse visqueuse du magma, les morceaux solides des schistes tendent à orienter leurs surfaces les plus grandes normalement à la direction de la pression orogénique.

En résumé, on peut dire que deux éléments dans la protogine peuvent être utilisés pour déterminer la direction de la poussée orogénique contemporaine à la mise en place du granite. Ce sont: 1. les enclaves, et 2. les grands cristaux de feldspath, s'ils sont uniformément orientés.

En parcourant les régions nommées plus haut, nous avons rencontré plusieurs surfaces de protogine polies par la glace et souvent parfaitement horizontales. De très nombreuses me-

Les questions pétrographiques mises à part, les enclaves sont constituées principalement de roches nettement schisteuses. Parfois, les schistes sont cornés, mais le plus souvent ils conservent leur structure rubannée.

Il y a, parmi les enclaves, des blocs arrondis, qui rappellent des cailloux roulés; il y a aussi des enclaves anguleuses à angles à peine émoussés, voire même tranchants. Les surfaces des roches polies montrent des enclaves de schistes et, semble-t-il, sans aucun ordre, ni aucune orientation. Dans tous ces cas passent au second plan, devant d'autres enclaves, probablement plus nombreux, qui montrent nettement une



FIG. 3. — Une enclave-typique.

1. La plupart des enclaves ont la même orientation;
2. Au cas où les enclaves sont anguleuses, elles sont généralement orientées;
3. Cette orientation concorde avec celle des gros cristaux de feldspath.

Le croquis (voir fig. 2) représente le plan de la coupe des enclaves. Le plan de la coupe est parallèle à l'axe de la roche.

est approximativement vertical. Il est donc plus d'épais-
sances horizontales de la protogine que nous avons
presque toujours fortement érodée. La direction à la di-
rection du plus sou-

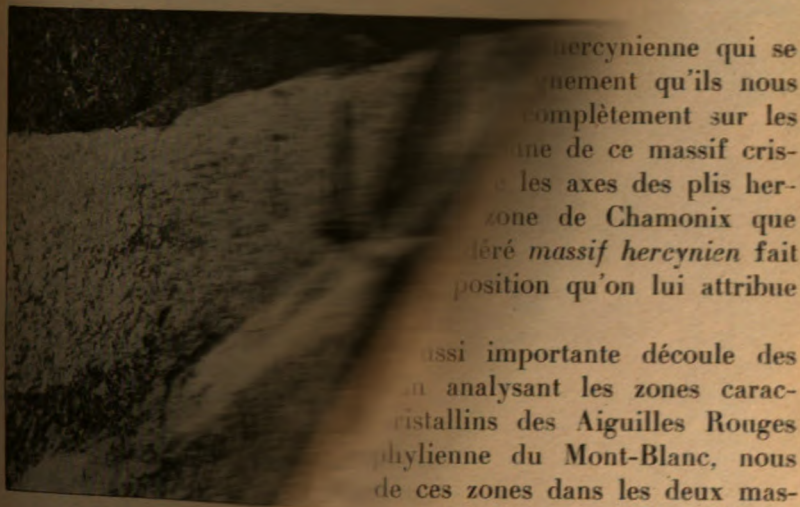


Fig. 4. — Une enclave de gneiss hercynien qui se
distingue nettement qu'ils nous
sont complètement sur les
lignes de ce massif cris-
tallins des axes des plis her-
cyniens de la zone de Chamonix que
le massif hercynien fait
la position qu'on lui attribue

Une aussi importante découle des
en analysant les zones carac-
téristiques des Aiguilles Rouges
du Massif du Mont-Blanc, nous
de ces zones dans les deux mas-
sifs hercyniens dans la protogine du Mont-
Blanc. Un argument et puissant argument en faveur
sur les relations des deux massifs
(fig. 2 et 3).

* * *

Par contre, dans la région du glacier de Talèfre, on peut rechercher l'effet produit sur la protogine
claves peuvent avoir été produites.

Les enclaves de gneiss hercynien, que l'on peut recueillir dans les régions
du Mont-Blanc permettent de répondre à cette ques-
tion. Les affleurements rocheux qui émergent
de la protogine sont remarquablement faciles dans la protogine des
cristallins. On remarquera facilement dans la protogine des
visqueuses, rendues schisteuses, s'effritant facilement,
à l'orientation topographique, se révèlent parfois comme des dé-
filés sur les crêtes comme des cols. Il est aisé d'ob-

En examinant ces zones dans la région du glacier de Talèfre.
du glacier de Talèfre, surtout dans sa partie sud-
la protogine est traversée par de longues et puissantes
grasses, parfaitement parallèles entre elles. (La fig. 6 montre
de cassures de cette localité.) La direction moyenne
est N 45° E. Mais ce phénomène n'est pas pu-
blic. Au NE du Jardin se trouve une crête qui de-
le Sud à partir des Droites. Or, cette crête monte

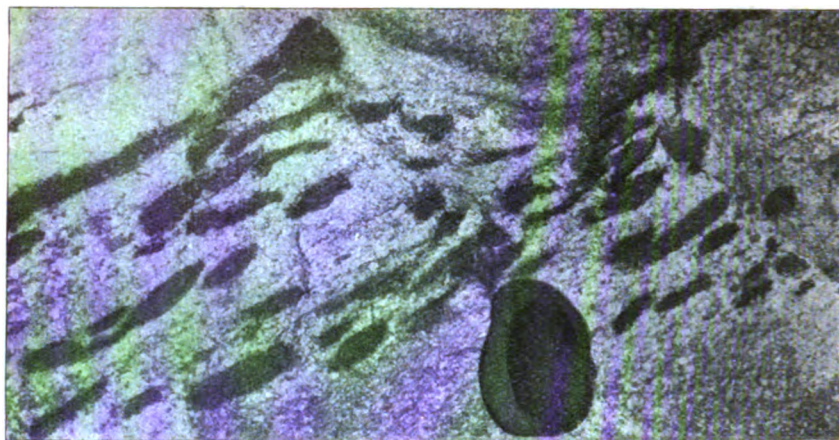


FIG. 5. — Orientation uniforme des enclaves dans la protogine.
La tache ronde et plus foncée au bas de la photographie représente un chapeau posé là pour donner l'idée des dimensions de l'enclave.

sures ont été prises. Afin de raccorder les observations au réseau géographique de la région, nous avons tenu compte de la déclinaison ($= 11^\circ$).

Les résultats de ces mesures sont les suivants:

Les directions dominantes des enclaves et des cristaux de feldspath varient entre $N 10^\circ E$ à $N 20^\circ E$, dans la région du glacier d'Argentièr, et entre $N S$ à $N 20^\circ E$, dans la région de Talèfre.

Mais si l'on considère la fréquence des résultats des mesures, on obtient la moyenne de $N 10^\circ E$ à $N 15^\circ E$ pour la région du glacier d'Argentièr et $N 5^\circ E$ pour celle du glacier de Talèfre.

Donc $N 5^\circ E$ à $N 15^\circ E$ est la direction *actuelle* de l'axe du plissement hercynien contemporain de la mise en place de la protogine.

Ajoutons encore que dans la masse de la protogine, on peut remarquer parfois des filons de microgranite, qui, évidemment, sont des phénomènes postérieurs à la mise en place du granite.

Nous avons déjà décrit l'allure des filons de microgranite dans la couverture cristallophylienne du Mont-Blanc (4). Dans cette publication, nous avons montré la régularité remarquable de la plupart de ces filons; ils concordent avec les schistes. Dans le noyau protoginique, les filons de microgranite sont

plus puissants, atteignant parfois deux mètres et plus d'épaisseur. Les nombreuses mesures de direction que nous avons faites jusqu'à présent dénotent une certaine tendance à la direction NS jusqu'à N 10° E que l'on rencontre le plus souvent.

Tels sont les témoins de la tectonique hercynienne qui se sont conservés dans la protogine. L'enseignement qu'ils nous procurent est indiscutable; il nous fixe complètement sur les lignes directrices de la tectonique ancienne de ce massif cristallin. Ces lignes directrices, c'est-à-dire les axes des plis hercyniens, sont si peu parallèles à la zone de Chamonix que l'axe du massif du Mont-Blanc considéré *massif hercynien* fait un angle de 40°-30° degré avec la position qu'on lui attribue d'habitude (NE-SW).

Une autre conclusion tout aussi importante découle des considérations qui précèdent. En analysant les zones caractéristiques dans les schistes cristallins des Aiguilles Rouges et de la couverture cristallophylienne du Mont-Blanc, nous avons démontré la continuité de ces zones dans les deux massifs. Les directions hercyniennes dans la protogine du Mont-Blanc fournissent un nouvel et puissant argument en faveur de notre point de vue sur les relations des deux massifs (voir dans la bibliographie : 2 et 3).

* * *

Il est naturel de rechercher l'effet produit sur la protogine par le mouvement alpin.

Les observations que l'on peut recueillir dans les régions centrales du Mont-Blanc permettent de répondre à cette question. En examinant les affleurements rocheux qui émergent des glaciers, on remarquera facilement dans la protogine des zones d'écrasement, rendues schisteuses, s'effritant facilement, et qui, dans la topographie, se révèlent parfois comme des dépressions, et sur les crêtes comme des cols. Il est aisé d'observer l'une de ces zones dans la région du glacier de Talèfre. Au Jardin du glacier de Talèfre, surtout dans sa partie sud-est, la protogine est traversée par de longues et puissantes cassures parfaitement parallèles entre elles. (La fig. 6 montre un champ de cassures de cette localité.) La direction moyenne de ces cassures est N 45° E. Mais ce phénomène n'est pas purement local. Au NE du Jardin se trouve une crête qui descend vers le Sud à partir des Droites. Or, cette crête montre

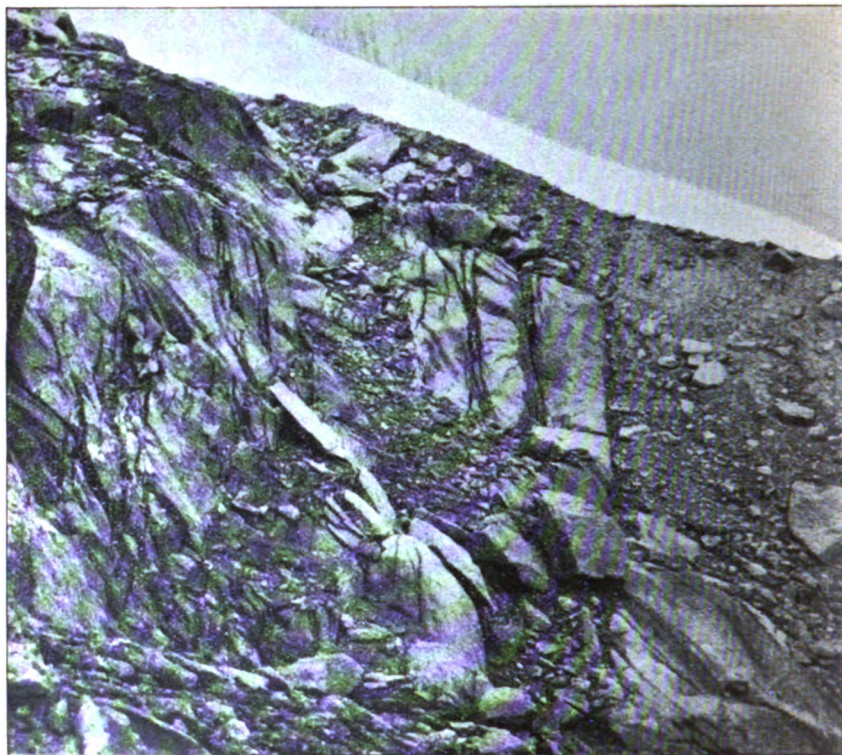


FIG. 6. — Cassures parallèles dans la protogine du Jardin de Talèfre.

aussi tout un système de cassures et de zones d'intense écrasement, dirigées, tout comme celles du Jardin, du NE au SW. Une large dépression, derrière la crête en question, aboutit au col des Droites, séparant les Droites et les Courtes. Le col est couvert de glace. Mais un coup d'œil jeté sur la carte suffira pour constater que la position du col des Droites est déterminée par la prolongation, vers le NE, de la zone d'écrasement que nous suivons depuis le Jardin.

Au SW du Jardin, les premiers affleurements de roches en place s'observent au delà du glacier de Leschaux (voir la carte, fig. 1); ce sont les rochers de la crête du Tacul. On retrouve ici la même zone d'écrasement. Les roches y sont fortement laminées, triturées, mylonitisées. Toute la région entre le Jardin et la crête du Tacul est couverte de glace. Mais, c'est la morphologie qui fournit maintenant des suggestions d'un intérêt capital. Le glacier de Talèfre a suivi exactement



Fig. 7. — Le jardin de Talèfre (au centre de la photographie).
Les Droites (au fond, au milieu), le col des Droites (au fond, à droite).
Entre le col des Droites et le Jardin, l'arête rocheuse descendant des Droites,
par laquelle passe la zone d'écrasement du Jardin.

la direction de cette zone faible, mylonitisée, pour y creuser son lit d'écoulement (sérac de Talèfre) vers le glacier de Leschaux.

Nous avons ainsi suivi cette zone d'écrasement sur une distance d'environ six kilomètres, ce qui montre déjà qu'elle est d'une grande importance, mais il serait surprenant qu'au delà de la crête du Tacul, l'écrasement cessât brusquement. L'observation directe de l'état des roches devient impossible par le fait que le glacier du Géant recouvre tout de ses immenses champs de glace. Mais ici, de nouveau, la morphologie vient à notre aide. La carte du massif du Mont-Blanc (carte Barbey au 50 000^{me} ou carte Mieulet au 40 000^{me}) fait voir que la partie supérieure du lit du glacier du Géant est creusée exactement dans la prolongation vers le SW de la zone d'écrasement, que nous avons choisie comme exemple. La direction de cette zone varie entre N 45° E et N 40° E. C'est la même direction que celle des plis alpins dans la zone

de Chamonix. Il n'est donc pas douteux que l'écrasement soit le résultat de la pression orogénique alpine. La masse de la protogine étant trop rigide, au lieu d'un synclinal alpin (passant par le col des Droites --le Jardin-- la crête du Tacul), il ne s'est produit, dans la protogine, qu'un faisceau de cassures parallèles.

Les plans des cassures plongent vers le SE. Cette position des plans détermine, en général, une certaine surélévation que chaque lame (entre deux cassures) a dû subir, sous l'influence de la poussée orogénique, par rapport à la lame voisine, située plus au NW.

Après ces déplacements, les axes des plis hercyniens ne pouvaient plus conserver leur continuité. Aussi, la recherche des raccordements à travers des largeurs considérables de glaciers devient par trop délicate et compliquée, voire même impossible. Si, sur la fig. 8-*a*, *b* et *c* représentent les trois zones riches en schistes enclavées dans la protogine et si *a*⁴ est la prolongation de la zone *a* sur l'autre rive du glacier (GG), l'observateur sera fort embarrassé pour décider avec quelle zone: *a*, *b* ou *c*, il devra raccorder le tronçon *a*⁴.

La grandeur des phénomènes d'écrasement que le mouvement alpin a déterminé dans la protogine varie considérablement.

La zone d'écrasement que nous venons de parcourir présente ce phénomène sur une échelle gigantesque. Mais plus fréquentes sont les zones d'écrasement moins importantes, les cassures isolées, grandes et petites, voire même microscopiques, souvent transformées en filons de quartz. La direction prédominante de ces cassures est N 40° E à N 45° E. Elles appartiennent au système des phénomènes tectoniques du plissement alpin.

Ainsi, les deux mouvements orogéniques, hercynien et alpin, ont réagi très différemment sur les roches de cette région. Le plissement hercynien est caractérisé par la mise en place du granite, suivie par des phénomènes nombreux et puissants de métamorphisme de contact. Le mouvement alpin, par contre, n'a fait que déterminer dans la protogine des phénomènes d'ordre dynamique. L'écrasement et la recristallisation des minéraux suivis par des pseudomorphoses et l'apparition de microstructures spéciales sont souvent manifestes dans la protogine.

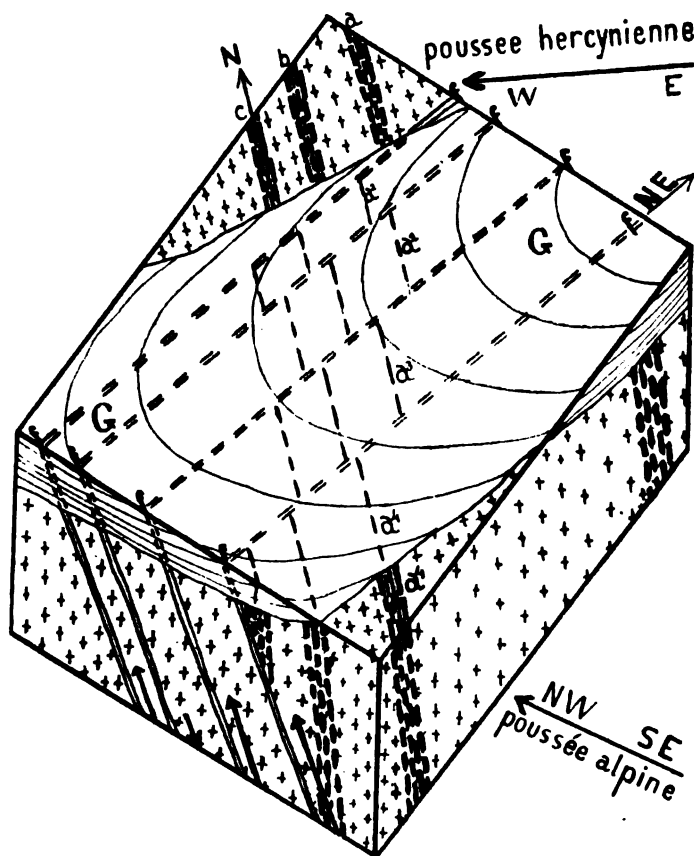


FIG. 8. — Schéma montrant la discontinuité des plis hercyniens dans la protogine par suite du mouvement orogénique alpin.

GG = glacier; $\mathcal{F}$ = zones des cassures. Les flèches indiquent le sens et la grandeur des déplacements des lames. a, a^1, a^2, a^3, a^4 = différents tronçons d'une seule et même zone d'enclaves.

Nous venons d'exposer quelques-uns des résultats de nos recherches à l'intérieur du massif du Mont-Blanc.

L'importance de ces découvertes sur la tectonique hercynienne dépasse les limites de la région étudiée. Ainsi l'hypothèse des relations du massif des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc d'une part, et des massifs de Gastern et de l'Aar de l'autre, se présente maintenant sous un aspect tout nouveau. Dans cette analogie, on allait parfois jusqu'à considérer les massifs de l'Aar et du Mont-Blanc comme faisant partie d'un seul et même massif. On en usait de même pour celui des Aiguilles Rouges et de Gastern.

Il est plus que probable que les synclinaux complexes de Chamonix et de la Jungfrau représentent deux parties d'une seule et même dépression tectonique et que le rôle des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar a été le même, par rapport aux massifs de Gastern et des Aiguilles-Rouges. *Tout cela appartient à l'histoire du plissement alpin.* Mais si nous reculons à l'époque antétriasique, à l'époque du plissement hercynien, lorsque les massifs granitiques ont été mis en place, le rapprochement entre les quatre massifs mentionnés n'est plus soutenable.

La prolongation de la protogine du Mont-Blanc suivant la direction du plissement hercynien (c'est-à-dire Nord-Sud ou Nord-10°-Est) passe sous les Aiguilles Rouges et ne touche nullement ni le massif de l'Aar, ni celui de Gastern. Par conséquent, ces deux derniers massifs appartiennent à un autre faisceau des plis hercyniens, à un faisceau plus oriental.

BIBLIOGRAPHIE

1. COLLET, LÉON-W. -- Aperçu sur la géologie du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Dans le *Guide Vallot* du massif du Mont-Blanc, partie I de la description générale, 1925.
2. CORBIN, P. et OULIANOFF, N. — Relations entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *C. R. Acad. des Sc., Paris*. Séances du 17 mars et du 7 avril 1924.
3. CORBIN, P. et OULIANOFF, N. -- Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. *Bull. de la Soc. géol. de France*, t. 25, fasc. 6, 1925.
4. CORBIN, P. et OULIANOFF, N. -- Deux systèmes de filons dans le massif du Mont-Blanc. *C. R. des séances de la Société géol. de France* du 9 nov. 1925.
5. DU PARC, L. et MRAZEC, L. — Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. *Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève*. Vol 33, 1898.
6. STALB, R. — Die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen *Bull. suisse de minéralogie et pétrographie*. Bd. II, Heft 1-2, 1922.
7. VALLOT, J. — Sur les plis parallèles qui forment le massif du Mont-Blanc. *C. R. Ac. des sc. Paris*, séance du 3 mai 1897.
8. VALLOT, J. — Paléogéologie des régions centrales du massif du Mont-Blanc. Dans le *Guide Vallot* du massif du Mont-Blanc, partie I de la description générale, 1925.

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 41

E. GAGNEBIN et E. PETERHANS

Les analogies des Préalpes romandes
avec les nappes de l'Ubaye.

LAUSANNE

IMPRIMERIE COMMERCIALE

1927

Les analogies des Préalpes romandes avec les nappes de l'Ubaye

PAR

E. GAGNEBIN et E. PETERHANS

Nous avons eu le privilège, en septembre 1926, d'accompagner dans une série d'excursions M. E. Haug, professeur de géologie à la Sorbonne, et quelques-uns de ses élèves (M^{lles} J. Pfender et Y. Wahl, M. H. Schoeller) dans la vallée de l'Ubaye, à l'extrémité sud-orientale du Dauphiné. Cette région est d'un intérêt capital pour le géologue alpin. Elle est une des premières où des nappes de charriage ont été signalées, et les recouvrements y sont d'une netteté merveilleuse. Mais surtout, ses nappes présentent de remarquables analogies avec celles des Préalpes du Chablais et de la Suisse; et comme on peut avec certitude déterminer leur racine, ces ressemblances de faciès ont joué un rôle important dans la discussion du problème de l'origine de nos Préalpes.

On sait que les géologues suisses sont d'accord, ou à peu près, pour rattacher les nappes supérieures des Préalpes aux unités austroalpines inférieures, et les enraciner au sud de la zone pennine du Piémont, dans la zone d'Ivrée. E. Haug s'est toujours élevé contre ce raccord (7)¹; et dans un ouvrage récent, où il reprend la question dans son ensemble, il conclut avec force à l'enracinement des Préalpes médianes dans la zone du Briançonnais (10).

Nous n'avons pas l'intention d'aborder ici le problème des racines préalpines, qui est d'ordre tectonique avant tout; et nous dirons nos raisons. Mais, familiers que nous sommes des Préalpes romandes, nous avons pu, lors de ces excursions, préciser certaines des analogies qu'offrent avec elles les nappes de l'Ubaye. M. Haug lui-même nous a demandé de publier nos conclusions à ce sujet.

¹ Les numéros entre parenthèses renvoient à la liste des ouvrages cités, à la fin de l'article.

Nous rappellerons d'abord les grands traits de la structure de l'Ubaye et des Préalpes romandes. Puis, décrivant avec plus de détails quelques faciès des nappes de l'Ubaye, nous examinerons leurs rapports avec ceux des Préalpes.

I. Tectonique de l'Ubaye.

La vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes), qui se jette dans la Durance en aval de Prunières, traverse un ensemble de terrains des plus complexes (voir la carte schématique dans 8, fig. 74, p. 212-213). Le socle de la région est fait de Jurassique autochtone, du faciès bathyal dauphinois, ce sont les *terres noires*, schistes sombres où les torrents taillent des ravins au chevelu finement guilloché. Au-dessus d'eux, les flancs de la vallée montrent des schistes plus fermes, plus gréseux, de teinte fauve, d'âge éocène, c'est le *Flysch de l'Embrunais*. Les sommets qui dominent, enfin, autour de 2500 m. d'altitude, sont des blocs abrupts et déchiquetés de calcaires liasiques, jurassique supérieur, éocènes, dont l'aspect contraste vigoureusement avec celui des *terres noires*. Ainsi se dressent, au nord de la Durance, les pics de la Pusterle et de Chabrières; sur la rive droite de l'Ubaye, c'est le Grand Morgon, le Caire, l'Escoureous; sur la rive gauche, les petites et la grande Séolane, puis, dominant Barcelonnette, l'imposant Chapeau de Gendarme (Le Lan); plus à l'est c'est le Gias du Chamois, le Mourre-Haut, l'Empeloutier.

Dès 1889, W. Kilian et E. Haug reconnaissaient, dans ces têtes calcaires, des lambeaux de recouvrement qu'ils rattachaient à la zone du Briançonnais (1-4). Dix ans plus tard, E. Haug découvre que le Flysch de l'Embrunais lui-même est charrié: des lentilles de Trias et de Jurassique le séparent des terrains autochtones. Ces masses étrangères sont repliées avec leur substratum, et traversent l'Ubaye à la hauteur de Revel et de Méolans. De sorte que le cours moyen de la vallée se trouve mettre à découvert une fenêtre tectonique, la célèbre *fenêtre de Barcelonnette*, dont le fond de terres noires autochtone, en vaste bombement, est tout encadré de terrains charriés.

En 1903, dans sa conférence au Congrès international de Vienne (5), E. Haug envisage dans la masse recouvrante deux unités. D'une part le *Flysch de l'Embrunais*, avec ses lentil-

les mésozoïques basilaires et intercalaires, qui s'enracine visiblement dans la *zone des Aiguilles d'Arves*, entre le Gapençais autochtone et le Briançonnais. D'autre part, la *Nappe supérieure*, faite de plusieurs grands plis couchés, et comprenant l'ensemble des sommets calcaires. Elle paraît se rattacher à la partie interne des Aiguilles d'Arves et ses éléments les plus élevés proviendraient peut-être du Briançonnais.

Un important article dans le Bulletin de la Société géologique de France, en 1912, précise et modifie quelque peu cette interprétation (9). La masse charriée est plus complexe; E. Haug y distingue cinq nappes différentes:

La première, à la base, n'est presque faite que de Flysch; elle est détachée de sa racine. La seconde comprend les anticlinaux de la base du Morgon et du Caire, les Séolanes, le Chapeau de Gendarme, le Mourre-Haut, le Gias du Chamois, l'Empeloutier. La nappe III, c'est le Flysch de l'Embrunais, avec ses bandes mésozoïques intercalées. Le sommet du Morgon et du Caire, le Joug de l'Aigle, l'Escourcou, qui reposent nettement sur le Flysch de l'Embrunais, constituent une nappe IV, dont la racine semble apparaître dans la vallée de la Durance, près de St-Clément, dans la zone encore des Aiguilles d'Arves. Enfin, les crêtes de la Pusterle et de Chabrières, faites de calcaire noduleux rouge tithonique (*marbre de Guillestre*), se raccorderaient aux plis externes du Briançonnais, et seraient les débris d'une nappe supérieure, la cinquième. Et E. Haug montre que les terrains de ces nappes témoignent d'un passage graduel entre les faciès bathyaux du géosynclinal dauphinois, représentés par l'autochtone, et les sédiments du géantidinal briançonnais.

Actuellement, E. Haug poursuit l'étude détaillée de ces nappes, en collaboration active avec ses élèves: Mlle Y. Wahl, MM. H. Schoeller et J. Gubler. De vastes territoires sont déjà levés géologiquement au 1:20 000, et quelques notes préliminaires ont paru ou vont être publiées (13, 14, 41, 42, 43, 44).

E. Haug considère indifféremment ces unités tectoniques comme des nappes indépendantes superposées ou comme les digitations d'une même grande nappe (10, p. 111, note 2). Il n'est plus certain que leur nombre soit exactement de cinq, et leurs relations se montrent plus complexes encore qu'il ne le pensait en 1912. Cependant, les grandes lignes de son article se confirment de mieux en mieux: et pour les re-

marques stratigraphiques que nous allons faire, nous pouvons nous en tenir au schéma exposé ici.

Il importe de marquer que, si l'emplacement précis de la racine de chacune de ces nappes ou digitations ne peut être toujours désigné, il est certain qu'elles proviennent de la zone des Aiguilles d'Arves ou du bord du Briançonnais. Le doute émis à cet égard par R. Staub (34. p. 49) ne se justifie aucunement.

II. Structure des Préalpes romandes.

La géologie des Préalpes romandes est actuellement aussi bien connue, si ce n'est mieux, que celle des nappes de l'Ubaye: et cependant les problèmes qui se posent à leur sujet sont plus loin sans doute d'être résolus. Cela tient, d'une part, à ce que les nappes préalpines sont presque toutes séparées de leur racine, dont la position ne peut être directement observée. Et d'autre part à ce que les relations géologiques, dans les Préalpes, sont beaucoup moins nettes souvent, beaucoup plus cachées par les terrains superficiels et la végétation, que dans cette admirable vallée de l'Ubaye, de caractère tout provençal déjà, et où l'érosion entame largement les formations autochtones. Le style structural de chaque unité, que le géologue préalpin ne se représente qu'à force de synthétiser ses observations, apparaît dans l'Ubaye avec une évidence lumineuse. Aussi la joie et le profit intellectuel que trouve le géologue suisse dans ces Alpes françaises, sont-ils à peine exprimables, et nous ne savons comment en dire notre reconnaissance à M. Haug, à qui nous les devons.

En 1884 déjà, Marcel Bertrand soupçonnait vaguement la découverte, dans les Préalpes romandes, de phénomènes de charriage grandioses. Mais cette découverte, c'est H. Schardt qui devait l'accomplir; dès 1893, il montre que l'ensemble des Préalpes est une immense masse de recouvrement, dont les Klippes ne sont que des témoins (15, 16). En 1902, notre maître, M. Lugeon, généralisant cette notion de charriage, en faisait le principe structural de l'ensemble des Alpes (17). En même temps, il définissait les diverses unités tectoniques des Préalpes, en un schéma que les recherches détaillées n'ont pu que confirmer.

A la base, en avant des arcs préalpins, festonne le bourrelet des *Préalpes bordières* ou *externes*. On en retrouve les terrains au bord méridional, dans la zone *interne*; celle-ci, dont la tectonique est très embrouillée, comprend plusieurs unités distinctes: l'écaille du *Néocomien à Céphalopodes* de E. Renevier (ou *nappe de la Tour d'Anzeinde* (22), la *nappe du Laubhorn* ou zone de Bex, l'écaille du Chamossaire, d'autres encore (21). Une lame inférieure de ce complexe, la *nappe de la Plaine-Morte*, se rattache à l'unité supérieure des Alpes helvétiques, la nappe du Wildhorn, par un synclinal de raccord visible dans le flanc du Mont Bonvin, au-dessus de Sion (18, fasc. III, pl. 23).

Entre les schistes lustrés de Sion et les nappes helvétiques, on voit encore surgir un élément plus élevé, la *nappe du Mont Bonvin*, qui forme le sommet de cette montagne, et se relie à l'écaille de la Tour d'Anzeinde. Voilà les deux unités dont la racine est nettement déterminée. C'est celles qu'Arn. Heim a nommées *nappes ultrahelvétiques*. Pour la nappe du Laubhorn, on hésite déjà à l'y rattacher (34, p. 53; 32. pp. 261, 275, 279).

Sur la zone interne s'appuie le *Flysch du Niesen*, à la base duquel M. Lugeon a découvert des roches cristallines provenant sans nul doute des Alpes pennines (19, 20).

Par-dessus lui s'étend la grande nappe des *Préalpes médianes*, qui en avant s'appuie directement sur la zone bordière. Elle supporte la *nappe de la Brèche*, qui forme une masse continue dans le Chablais et s'égrène en lambeaux discontinus vers l'est. Enfin, au-dessus de la Brèche ou pincée dans certains synclinaux des Médiannes, G. Steinmann, puis A. Jeannet et F. Rabowski, ont défini un élément supérieur, la nappe rhétique romande, qu'on appelle plutôt maintenant *nappe de la Simme* (26, 27, 28, 30). Elle est caractérisée par ses ophiolites associées à des radiolarites jurassiques, supportant un calcaire à *Aptychus* qu'on a comparé au *Biancone* italien, avec un Cénomaniien à Orbitolines.

La position de la racine de ces nappes supérieures est encore très discutée. M. Lugeon, en 1902, cherchait l'origine des *Préalpes médianes* dans la zone d'Ivrée. En 1909, E. Argand retrouvait les roches caractéristiques de la nappe de la Simme dans la zone du Canavese, au nord de celle d'Ivrée (23).

Actuellement, les géologues qui poursuivent leurs recher-

ches dans les Grisons admettent que les unités préalpines supérieures s'y continuent, et se relient aux nappes austro-alpines inférieures. Et cette interprétation, adoptée par Alb. Heim (32), par E. Argand (25), entraîne des conséquences prodigieuses: la superposition, au bord de nos Préalpes romandes, d'un lambeau de l'ancienne Afrique !

III. Les faciès des nappes de l'Ubaye.

Nous n'allons pas refaire la description de tous les faciès des nappes de l'Ubaye, que E. Haug analyse dans son bel article de 1912 (9). Nous étudierons plutôt un petit nombre de coupes, assez caractéristiques, et que nous avons vues, en notant au passage à quels terrains des Préalpes leurs diverses assises ressemblent.

Lias.

Nous avons pu observer le Lias dans l'anticlinal autochtone des Terres Pleines, à 4 km. au sud-est de Jausiers; puis dans la nappe II: près du col de Famouras, sur les flancs du Chapeau de Gendarme et dans le val de Restefond.

Les faciès de l'autochtone sont assez analogues à ceux de la nappe: les calcaires spathiques, pourtant, y sont beaucoup moins bien représentés.

Près du col de Famouras, au nord du Caire, on peut distinguer, au-dessus des argilolites triasiques rouge sang et du Rhétien schisteux, des calcaires blanchâtres, finement grenus, légèrement magnésiens ou siliceux, rappelant l'*Hettangien* des Préalpes médianes tel qu'il existe par exemple au Grammont (38. p. 229). Puis le *Sinemurien* à *Gryphea arcuata*, calcaires grenus, sombres, avec intercalations plus schisteuses. Des calcaires grossièrement spathiques, clairs, à Brachiopodes, semblent représenter le *Lotharingien*, comme dans la partie externe des Préalpes médianes. Le *Lias moyen* est formé de calcaires foncés, finement spathiques, à gros rognons de silice, où l'on trouve des *Gryphea cymbium*, des *Pecten*, de grosses Bélemnites.

Au Chapeau de Gendarme, dans le cœur du grand anticlinal de la face occidentale, les calcaires à gros silice sont surmontés de calcaires échinodermiques clairs, comme il arrive aussi dans nos Préalpes médianes.

Dogger.

Le Jurassique inférieur semblait manquer totalement aux nappes de l'Ubaye. Dans l'anticlinal autochtone des Terres Pleines, on connaît par contre depuis longtemps une alternance de calcaires et de schistes, avec de beaux *Cancellophycus*, tout à fait analogue au Dogger à Zoophycos de nos Préalpes médianes et internes.

Dans les nappes I et II, avec M. Haug ou ses élèves, nous avons pu voir en deux endroits des couches qui paraissent bien appartenir à ce système. Pour la nappe II, c'est dans l'anticlinal occidental du Chapeau de Gendarme. A la base du Malm. dans le couloir qui descend sur Gaudissard, on remarque, sur environ 3 m. d'épaisseur, des couches grumeleuses grises avec trainées rouges, identiques à l'Argovien si fréquent dans les Préalpes médianes. Et ce niveau passe graduellement, vers le bas, à une série de calcaires bruns, marneux et arénacés, en alternance irrégulière avec des schistes. Certains bancs sont finement bréchoides, d'autres franchement conglomératiques, d'autres contiennent d'abondantes traces végétales. Cet ensemble enveloppe les couches du Lias, qui se replient en trois pointes anticlinales au moins, formant un noyau complexe et disharmonique au grand pli couché du Malm.

Dans la nappe I, M^{lle} Wahl a signalé dernièrement (42, 44) une bande discontinue de Dogger, formée de microbrèches, de calcaires marneux noirs et de calcaires oolitiques, contenant des Lamellibranches et des Brachiopodes bathoniens. Nous avons pu, sous sa conduite, observer ces couches dans le val de Restefond.

Malm.

Les calcaires compacts en gros bancs clairs, souvent coralligènes, si caractéristiques des nappes de l'Ubaye, ont été considérés jusqu'ici, avec certaines réserves, comme tithoniques. Le fait qu'on trouve parfois, à leur base, des couches grumeleuses rougeâtres, rappelant si fort l'Argovien, remet en question l'âge de ces calcaires: il se pourrait qu'ils comprennent le Séquanien et le Kimeridgien aussi bien que le Tithonique. Nous avons vu ces bancs grumeleux rouges au Cha-

peau de Gendarme et sur le plateau septentrional de la Grande Séolane (nappe II).

E. Haug décrit encore un tout autre faciès du Tithonique, représenté soit dans la nappe I, soit dans la nappe IV, dans les plis supérieurs du Morgon (9, p. 7). Ce sont des calcaires à pâte fine, à cassure esquilleuse, où W. Kilian a trouvé, au col des Olettes, des Bélemnites et des *Aptychus*. Ils rappellent, dit-il aussi (10, p. 111), le faciès caractéristique de la deuxième écaille du massif de Serre-Chevalier.

Nous avons pu voir ces calcaires au col des Olettes, où leur position tectonique n'est pas claire: ils sont associés à des lentilles de gypse et de cornieule, reposant sur le Flysch. Ce sont des bancs minces, souvent verdâtres à l'extérieur, avec une pâte blanchâtre porcelainée. Les Bélemnites et les *Aptychus* n'y sont pas rares. Leur aspect rappelle beaucoup certaines couches néocomiennes des Préalpes médianes; mais plus encore les calcaires à *Aptychus* de la nappe de la Simme, dont l'âge est compris entre le Kimeridgien et le Crétacé inférieur, et qu'on a comparés au *Biancone* de la zone insubrienne. Au microscope, on voit dans ces calcaires de nombreuses *Calpionella alpina*; on sait que cet organisme n'est pas strictement cantonné dans le Tithonique, qu'il est fréquent dans le Néocomien des Préalpes. L'âge de ces calcaires n'est donc pas encore exactement déterminé.

Crétacé.

Le Néocomien n'est connu qu'en un seul point des nappes de l'Ubaye, c'est dans la nappe II, au Chapeau de Gendarme, où dès 1889 W. Kilian et E. Haug l'avaient observé. Il vaut qu'on le décrive avec quelque détail, car ses analogies sont frappantes avec le Crétacé inférieur des Préalpes hordières et internes (voir fig. 1).

Son repos sur les calcaires massifs du Jurassique supérieur est visible dans le couloir qui descend sur Gaudissard, mais les marques d'écrasement y sont manifestes: on ne peut donc savoir si le Berriasien est laminé ou s'il manque originellement.

Dans la série visible, on distingue aisément quatre niveaux: A la base, sur une trentaine de mètres, c'est une alternance régulière de calcaires et de schistes marneux, identique au

Valanginien des Préalpes bordières (36, p. 20 sqq). Puis, sur une quarantaine de mètres, ce sont des calcaires presque sans schistes, avec de gros rognons irréguliers de silex. Là-dessus, nouvelle alternance de calcaires sans silex, bleutés et grenus, avec des schistes marneux, exactement comme le *Barrémien* des Préalpes inférieures. Dans le niveau moyen, on reconnaît sans peine l'*Hauterivien*; la seule différence est que, dans nos Préalpes, la silice est disséminée dans toute la pâte des calcaires, au lieu d'être rassemblée en rognons comme ici.

Sur le *Barrémien*, avec une limite assez brusque, reposent des schistes foncés, glauconieux, avec des reflets rougeâtres et de petits nodules ovoïdes; dans la partie supérieure se dessinent des bancs plus fermes, mal limités. L'identité est parfaite avec l'*Aptien* et l'*Albien* des Préalpes externes.

Enfin, ce complexe passe graduellement mais rapidement à des calcaires à Rosalines, blanchâtres, compacts, en lits irréguliers, qui forment un petit escarpement, et que recouvrent, avec une surface de transgression des plus nettes, le Lutétien à grandes Nummulites. Ces calcaires à Rosalines, certainement crétacés mais identiques au *Flysch calcaire* éocène, sont identiques aussi aux calcaires des Préalpes bordières où l'on trouve des Inocérames *turonien*s.

La série ne montre aucune discontinuité entre le *Barrémien* et ce *Turonien*; il faut donc admettre que l'étage cénomanien est représenté soit dans le faciès des schistes verts du Gault, soit dans celui des calcaires à Rosalines.

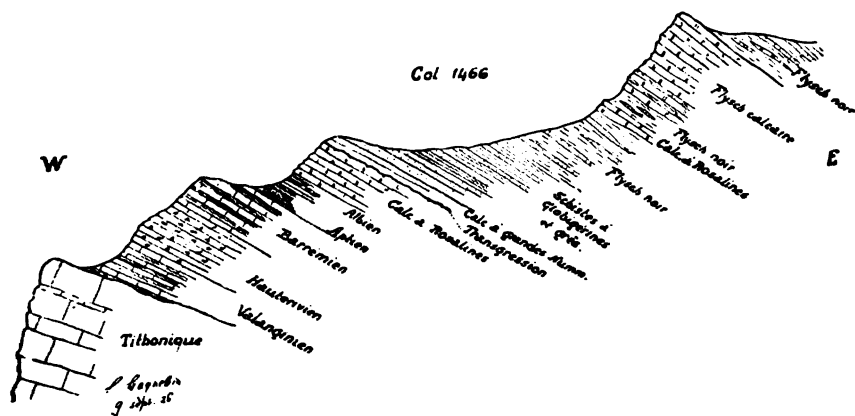


FIG. 1. — La série crétacée et nummulitique sur l'arête occidentale du Chapeau de Gendarme.

Nous n'avons vu que de loin, au sud de la Grande Séolane, dans le massif des Trois Evéchés, nappe I, les couches proprement sénoniennes, que M^{lle} Y. Wahl a étudiées avec soin et où elle a observé en plusieurs endroits des parties rougeâtres, rappelant les « Couches rouges » de nos Préalpes médianes (43).

Nummulitique.

Dans son magistral ouvrage sur le Nummulitique alpin, J. Boussac avait déjà souligné les grandes analogies entre le Flysch des unités préalpines inférieures et celui de la zone des Aiguilles d'Arves et des nappes de l'Ubaye (12, pp. 536 et 537). Elles sont en effet frappantes, et l'étude de la région qui nous occupe peut éclairer beaucoup la stratigraphie du Nummulitique des Préalpes bordières et internes. C'est pourquoi nous y insisterons quelque peu.

Ici comme en Suisse, l'identité des calcaires à Rosalines crétacés avec le Flysch calcaire lutétien ou auversien, a pu tromper les meilleurs géologues. J. Boussac en concluait à une *série compréhensive*, où la sédimentation aurait été ininterrompue du Sénonien à l'Oligocène (12, pp. 215-220, 253). L'un de nous, arrivé dans les Préalpes bordières à la conviction qu'il y avait une différence d'âge bien tranchée entre ces deux calcaires d'aspect si pareil, mettait déjà en doute, en 1917, la réalité de cette série compréhensive (35).

En Suisse, tout récemment encore, la même confusion amenait Arn. Heim à l'idée que les Nummulites pouvaient être d'âge turonien! (33; voir aussi 37).

La coupe que nous donnons ici (fig. 1) montre clairement la nature du phénomène: lorsque le Lutétien, avec son faciès de Flysch calcaire, transgresse sur les calcaires à Rosalines crétacés, on peut croire à un seul et même complexe stratigraphique. Pourtant, au Chapeau de Gendarme, la surface de transgression est bien visible, sinueuse, marquée d'un liséré ferrugineux et de perforations d'annélides. Sa signification ne fait aucun doute. Dans la région du Lac d'Allos et de la montagne d'Autapie, la région classique de la série compréhensive (12, pp. 210-215), M^{lle} Y. Wahl a observé des transgressions semblables, dès l'été 1925 (41, 43).

On admet généralement, depuis les travaux de E. Haug

(3) et de J. Boussac (11, 12), trois niveaux distincts dans le Nummulitique des nappes de l'Ubaye: Le *Flysch calcaire*, lutétien ou auversien, le *Flysch noir*, priabonien, qui peut prendre les faciès de *Flysch à Helminthoides* ou de *Flysch gréseux*, enfin le *Grès d'Annot*, d'âge probablement lattorfien ou peut-être seulement ludien. Le *Flysch noir* est dépourvu de Nummulites et son âge est fixé par son interposition entre les deux autres niveaux.

Excepté le Grès d'Annot, qui tranche sur le reste de la série, les unités ainsi distinguées ne sont pas nettement séparables. C'est toujours par le Lutétien que débute le Nummulitique; on a, à la base, soit des conglomérats, soit des grès, à grandes Nummulites (*N. perforatus*, *millecaput*, *Assilina exponens* etc.). Mais le faciès « *Flysch calcaire* » ne commence pas toujours immédiatement au-dessus de ce niveau basilaire. Souvent, au contraire, on a d'abord une série de grès fins, satinés, à Chondrites, alternant avec des schistes argileux sombres, c'est-à-dire un complexe identique au « *Flysch noir* ». Des lits calcaires peuvent s'y intercaler irrégulièrement, et c'est alors le faciès même du « *Wildflysch* » préalpin. Le vrai *Flysch calcaire* s'insinue peu à peu dans ces couches; il atteint des centaines de mètres d'épaisseur. En général, il est fait de calcaires compacts à Rosalines, blanchâtres, en lits irréguliers. Mais le calcaire peut être plus grenu, bleuté. Dans la gorge du Bachelard, il s'y intercale des bancs de grès fin et des assises de brèche grossière.

C'est graduellement aussi qu'on passe au « *Flysch noir* » supérieur, essentiellement fait de schistes, avec des bancs de grès micacé et parfois des lits de calcaire bleu sombre.

On trouve les mêmes séries, exactement identiques, dans toute la zone bordière des Préalpes, avec des passages au *Flysch gréseux* (« Grès du Gurnigel »). Mais on y connaît maintenant, jusqu'au sommet, des Nummulites lutétiennes ou auversiennes (39, 40).

Quant au *Flysch à Helminthoides*, surtout développé dans la nappe III, nous n'en connaissons pas d'équivalent parfait dans nos Préalpes. A la base, on voit presque toujours un niveau assez épais d'argiles schisteuses sans grès; elles sont noires, d'un noir de corbeau, avec des trainées rouge sang. Au-dessus vien, un complexe finement et régulièrement lité, très caractéristique, même lorsqu'il est écrasé. Ce sont des

plaquettes sonores, ne dépassant guère 10 à 20 cm. d'épaisseur, séparées par des lits schisteux, toujours minces aussi et réguliers. Les plaquettes sont de grès fin, satiné, micacé, et de calcaires sériceux ou grenus, d'un bleu foncé. Les Fucoides, les Chondrites, les Helminthoïdes, y abondent.

IV. Comparaison avec les Préalpes romandes.

En décrivant certains faciès des nappes de l'Ubaye, nous avons déjà noté leur analogie avec des terrains de nos Préalpes. Nous allons maintenant, nous appuyant aussi sur les descriptions de E. Haug (9), serrer ces comparaisons de plus près.

Trias.

On ne connaît nulle part, dans les nappes de l'Ubaye, le Trias tel qu'il se présente au bord radical des Préalpes médianes, avec ses niveaux fossilifères bien distincts, qu'ont décrits A. Jeannet et F. Rabowski (29). Dans l'Ubaye, le Trias n'est représenté que par des quartzites, des calcaires dolomitiques, des cornieules et des gypses, et ces argilolites rouges si bien développées dans la nappe IV. Dans les Préalpes, elles n'existent que dans la nappe supérieure des Annes et de Sullens, et à Matringe dans le Chablais.

Lias.

Les niveaux liasiques des nappes de l'Ubaye ont de grandes analogies lithologiques avec ceux des Préalpes médianes. Une différence assez importante, cependant, consiste en l'abondance des Gryphées arquées dans l'Ubaye. Elles sont plus rares dans la nappe des Préalpes médianes. Dans les Préalpes internes, par contre, on les trouve plus fréquemment. On y rencontre aussi tous les faciès des nappes de l'Ubaye. La similitude du Lias serait donc plutôt avec la zone interne qu'avec les Préalpes médianes.

Dogger.

On connaît deux faciès bien différents du Dogger dans la nappe des Préalpes médianes: le Dogger à Zoophycos, très répandu aussi dans la zone interne, et le Dogger à Mytilus, beaucoup plus néritique. L'un de nous a montré qu'il existait.

entre deux, un *Dogger intermédiaire* (38, p. 312), formé de gros bancs de calcaires siliceux foncés, parfois gréseux ou oolitiques.

Les couches que l'on peut rapporter au Dogger, sur le Chapeau de Gendarme, ne ressemblent ni au faciès à *Zoophycos*, ni au faciès à *Mytilus*. C'est plutôt avec le Dogger intermédiaire qu'on pourrait chercher des analogies; encore sont-elles assez lointaines.

Dans sa note consacrée au Dogger de la nappe I (42), Mlle Wahl insiste sur sa ressemblance avec le *Dogger à Mytilus* découvert dans le Briançonnais par W. Kilian, et que E. Haug identifie avec celui des Préalpes médianes (10, pp. 113, 181, 208, 228, 240). Nous n'avons pas vu le Dogger du Briançonnais, mais celui du val de Restefond, avec ses calcaires oolitiques, a un tout autre aspect que le Dogger à *Mytilus* de nos Préalpes; lui aussi se rapprocherait plutôt de notre Dogger intermédiaire, avec pourtant de fortes dissemblances.

Malm.

Les couches grumeleuses rouges que nous avons vues à la base du Malm, soit au Chapeau de Gendarme, soit à la Grande Séolane, ressemblent extrêmement à l'Argovien du bord externe des Préalpes médianes, tel qu'il apparaît au Moléson et dans la chaîne des Verreaux, par exemple. Ce faciès se retrouve dans les Préalpes bordières aussi, mais avec une teinte exclusivement grise et un aspect quelque peu différent.

Les calcaires coralligènes massifs des nappes de l'Ubaye ont été comparés souvent, par E. Haug, au Tithonique de Wimmis. La ressemblance est en effet très grande, et l'on ne trouve rien de tel dans les Préalpes inférieures. Mais dans les nappes helvétiques, le Malm a souvent aussi les mêmes caractères.

Le calcaire porcelainé, à Calpionelles, qui se rencontre à l'état très sporadique dans certains plis de l'Ubaye, est tout à fait semblable, nous l'avons dit, au calcaire à *Aptychus* de la nappe de la Simme. Il ressemble aussi aux couches néocomiennes des Préalpes médianes.

Quant au *marbre de Guillestre*, qui forme les lambeaux de la Pusterle et de Chabrières, nous n'en connaissons pas d'analogue dans nos Préalpes.

Crétacé.

Le Néocomien n'est connu, dans l'Ubaye, qu'au Chapeau de Gendarme; mais là sa ressemblance est frappante avec celui des Préalpes bordières et internes; c'est exactement ce que E. Renevier appelait le Néocomien à Céphalopodes. Et sa différence est grande avec le Néocomien des Préalpes médianes.

Le Crétacé inférieur autochtone, dans le soubassement des nappes de l'Ubaye, est très analogue aussi à celui de nos Préalpes inférieures; M^{lle} Wahl me l'a fait remarquer lors d'une excursion que nous avons faite ensemble dans le ravin de la Veveyse de Châtel-St-Denis. Pourtant, le faciès de l'Hauterivien est moins siliceux dans l'autochtone de la fosse vcontienne qu'au Chapeau de Gendarme et que dans nos Préalpes.

Le Crétacé moyen et supérieur des nappes de l'Ubaye est aussi identiques à celui des Préalpes externes. L'existence de trainées rouges, très localisées, dans le Sénonien, ne suffit pas à le rapprocher de celui des Médianes, car on en connaît de semblables à Habkern, et même dans l'autochtone de la Savoie (10. p. 202). Rien, dans l'Ubaye, ne rappelle les fortes épaisseurs des « Couches rouges » de nos Préalpes médianes.

Nummulitique.

La similitude du Nummulitique de l'Ubaye avec celui des Préalpes inférieures est saisissante. Il n'est que deux de ces faciès qu'on ne retrouve pas en Suisse romande: le Flysch à Helminthoïdes (mais ce n'est qu'une variété du Flysch noir) et le Grès d'Annot. Cela excepté, il n'est pas un aspect du Flysch de l'Ubaye qu'on ne puisse identifier avec tel ou tel point des Préalpes bordières ou internes.

Dans la nappe des Préalpes médianes, par contre, le Nummulitique est tout différent. Là, il y a réellement passage graduel des « Couches rouges » sénoniennes au Flysch, qui ne contient pas de bancs calcaires, et dans lequel on n'a jamais encore trouvé de Nummulites.

V. Conclusions.

Il résulte de notre exposé que les analogies de faciès sont grandes entre les nappes de l'Ubaye — ses quatre nappes inférieures, du moins — et les Préalpes romandes, ainsi que l'a depuis longtemps affirmé E. Haug. Et, pour préciser, nous dirons qu'au Trias, au Lias et au Jurassique, les similitudes vont aussi bien aux Préalpes médianes qu'aux nappes ultrahelvétiques.

Pour le Crétacé, la question est plus délicate, car on ne connaît le Néocomien qu'en un seul point, dans la nappe II, et le Sénonien, que dans une région plus méridionale, que nous n'avons pas visitée (13). Les couches néocomiennes et mésocrétacées du Chapeau de Gendarme sont identiques à celles des Préalpes inférieures et très différentes de celles des Préalpes médianes.

Enfin le Nummulitique de l'Ubaye, fort semblable au Flysch des Préalpes inférieures, est sans analogie avec celui des Médianes.

E. Haug insiste sur les grandes similitudes de faciès que présente le bord frontal des Préalpes médianes avec la nappe inférieure (10, pp. 207-208); similitudes telles, écrit-il, « qu'il n'est pas douteux que les deux nappes se succédaient, de l'ouest à l'est, dans leur ordre de superposition et qu'elles proviennent toutes deux de régions assez voisines l'une de l'autre. » Mais il faut noter que ces ressemblances très grandes en effet, n'existent que pour les systèmes triasique, liasique et jurassique. Au Crétacé, au Tertiaire, les deux nappes diffèrent profondément. Or, justement, au Crétacé, à l'Eocène, les analogies des nappes de l'Ubaye vont aux Préalpes inférieures.

Pourrait-on maintenant inférer, de ces similitudes de faciès, une homologie véritable entre les nappes de l'Ubaye et celles des Préalpes? Nous ne le pensons pas.

C'est, en effet, une vérité aujourd'hui établie, que les analogies stratigraphiques ne suffisent pas pour identifier deux unités tectoniques. J. Boussac a démontré par les exemples les plus probants que, dans un certain segment des Alpes où la poussée orogénique n'a pas été strictement normale aux aires de sédimentation, « les zones sédimentaires sont obli-

ques par rapport aux zones tectoniques » : E. Haug vient confirmer encore ce principe, et y insiste : « Les limites des zones de sédimentation et des zones tectoniques ne coïncident pas nécessairement » (10, p. 237).

Mais il faut aller plus loin, ainsi que l'a montré E. Argand (21, p. 167, note 3). La similitude des faciès, en des unités tectoniques différentes, n'implique nullement que leurs terrains sont nés d'une même zone de sédimentation : elle indique seulement qu'ils se sont déposés dans des conditions semblables. Pas plus que l'identité lithologique du calcaire à Rosalines turonien et du Flysch calcaire n'entraîne une identité d'âge ou une continuité stratigraphique, l'analogie des terrains de deux nappes n'entraîne le voisinage de leur racine.

Ainsi, pour prendre l'exemple même de E. Argand, il est certain que les terrains de la nappe de la brèche proviennent d'un géantoclinal, analogue au géantoclinal briançonnais : mais puisqu'on a des preuves de l'existence d'un autre géantoclinal semblable, parallèle, le *géantoclinal du Dolin*, — et sa réalité, contestée par E. Haug, est hors de doute : il suffit d'y aller voir pour s'en assurer — rien n'indique à priori si c'est à l'un ou à l'autre qu'en fait la nappe de la Brèche se rattache.

De même, la grande analogie des faciès du Lias et du Jurassique dans les Préalpes inférieures et médianes, n'autorise pas à conclure qu'elles sont originellement voisines, alors que nous les voyons séparées par la zone du Niesen, dont les terrains sont tout différents.

Seules des faunes, parfois, lorsque leur localisation en provinces zoologiques est bien établie, peuvent permettre de conclure, d'analogies stratigraphiques, à la proximité des zones d'origine. Mais le dernier mot, dans le problème de l'enracinement des nappes, reste toujours au tectonicien, et seul l'argument géométrique peut être péremptoire.

C'est dire pourquoi, en cherchant à préciser les analogies de faciès entre les nappes de l'Ubaye et les Préalpes romandes, nous n'avons pas la prétention d'apporter un argument positif au débat sur l'origine des Préalpes médianes.

Mais ces recherches ont un autre intérêt. Les comparaisons de faciès entre deux unités dont l'homologie tectonique est établie, peuvent éclairer bien des questions que pose leur stratigraphie. Or, si l'enracinement des Préalpes médianes reste

problématique et discutable, celui des Préalpes inférieures est connu: elles sont manifestement homologues aux nappes de l'Ubaye.

Aussi, la netteté de la transgression lutétienne dans les nappes de l'Ubaye apporte-t-elle une intéressante confirmation à la stratigraphie des Préalpes bordières, et une lumière précieuse à celle du massif de Föhnern, par exemple.

En revanche, la richesse paléontologique du Néocomien des Préalpes bordières nous permet de définir les étages dans le petit lambeau du Chapeau de Gendarme.

Ces quelques résultats légitimeront peut-être notre travail. Nous sommes heureux aussi de pouvoir témoigner publiquement notre reconnaissance à M. Haug et à ses élèves, et de rappeler aux géologues suisses la beauté des Alpes de l'Ubaye.

OUVRAGES CITÉS

1. — W. KILIAN et HAUG. Communication sur la constitution géologique de la vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes). *C. R. Soc. de Stat. de l'Isère*, 14 nov. 1892.
2. — E. HAUG et W. KILIAN. — Les lambeaux de recouvrement de l'Ubaye. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 31 déc. 1894.
3. — E. HAUG. Feuille de Gap. *Bull. Serv. carte géol. France*, t. X, n° 63, p. 127-131, 1898.
4. — E. HAUG. La nappe charriée de l'Embrunais. *Bull. Serv. carte géol. France*, t. XI, n° 73, p. 102-107, 1900.
5. — E. HAUG. Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye. *C. R. du IX^e Congrès géol. internat., à Vienne*, p. 493-506, 1903.
Id. in *Revue gén. Sciences*, Paris, n° du 30 déc. 1903, p. 1244-1249.
6. — E. HAUG. Caractères stratigraphiques des nappes des Alpes françaises et suisses. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 17 mai 1909.
7. — E. HAUG. Sur les racines des nappes supérieures des Alpes occidentales. *Ibid.* 24 mai 1909.
8. — E. HAUG. *Traité de géologie*, vol. I, Paris, 1908.
9. — E. HAUG. Les nappes de charriage de l'Embrunais et de l'Ubaye et leurs faciès caractéristiques. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e sér., t. XII, p. 1-15, 1912.
10. — E. HAUG. Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e sér., t. XXV, p. 97-244, 1925.
11. — E. HAUG et J. BOUSSAC. Révision du Nummulitique du Haut-Verdon. *Bull. Serv. carte géol. France*, t. XIX, n° 122, p. 151-156, 1909.

12. — J. BOUSSAC. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. carte géol. détaillée France*, Paris 1912.
13. — Y. WAHL. Observations tectoniques et stratigraphiques dans la région du lac d'Allos (Basses-Alpes). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 15 fév. 1926.
14. — M^{lle} Y. WAHL et MM. J. GUBLER et H. SCHOELLER. Note préliminaire sur la tectonique du Lan ou Chapeau de Gendarme au sud de Barcelonnette (Basses-Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, 4^e série, t. XXV, p. 609-618, 1926.
15. — H. SCHARDT. Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn). *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, vol. XXX, p. 570-583, 1893. Id. in *Eclog. geol. Helvet.*, vol. IV, p. 129-142.
16. — H. SCHARDT. Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses, etc. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 34, p. 114-219, 1898.
17. — M. LUGEON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e sér., t. I, p. 723-825, 1902.
18. — M. LUGEON. Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kandèr. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 30^e livr., fasc. 1-3, 1914-1918.
19. — M. LUGEON. Sur la présence de lames cristallines dans les Préalpes et sur leur signification. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 16 nov. 1914.
20. — M. LUGEON. Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen (Préalpes suisses). *Ibid.*, 7 déc. 1914.
21. — M. LUGEON. Sur la géologie des Préalpes internes du Simmental. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XVI, p. 97-102, 1920.
22. — M. LUGEON. Sur la géologie des Préalpes internes aux environs des Plans de Frenière (Alpes vaudoises). *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 52, Proc. verb., p. 138-139, 1920.
23. — E. ARGAND. Sur la racine de la nappe rhétique. *Mitt. schweiz. geol. Kommission*, I. Jahrg., p. 1-7, 1909.
24. — E. ARGAND. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XIV, p. 145-191, 1916.
25. — E. ARGAND. Des Alpes et de l'Afrique. *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 55, p. 233-236, 1924.
26. — G. STEINMANN. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geol. Bedeutung der Tiefseccabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. *Berichte der Naturf. Gesel. zu Freiburg i. B.*, Bd. XVI, p. 18-67, 1905.
27. — A. JEANNET. La nappe rhétique dans les Préalpes vaudoises. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 25 janvier 1909.
28. — F. RABOWSKI. Sur l'extension de la nappe rhétique dans les Préalpes bernoises et fribourgeoises. *Ibid.*, 25 janvier 1909.
29. — A. JEANNET et F. RABOWSKI. Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. *Eclog. geol. Helvet.*, vol. XI, p. 739-746, 1912.
30. — A. JEANNET. Monographie géol. des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises). *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 34^e livr., 1912 et 1918.
31. — A. JEANNET. Das Romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. in Heim, *Geolog. der Schweiz*, Bd. II, p. 589-672, 1924.
32. — ALB. HEIM. Geologie der Schweiz. Bd. II, die Schweizeralpen. Leipzig, 1919-1922.

33. — ARN. HEIM. Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. sér., 53^e livr., p. 1-51, 1923.

34. — R. STAUB. Der Bau der Alpen. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 52^e livr., 1924.

35. — E. GAGNEBIN. La tectonique des Pléiades et le problème du « Wildflysch ». *Bull. Soc. vaudoise sc. nat.*, vol. 51, Proc.-verb. p. 124-128, 1917.

36. — E. GAGNEBIN. Description géol. des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. *Mém. Soc. vaudoise sc. nat.*, vol. II, p. 1-70, 1924. Id. in *Bull. labor. géol. Lausanne*, n° 36.

37. — E. GAGNEBIN. Compte rendu de l'ouvrage de Arn. Heim : « Der Alpenrand und das Problem der Kreide-Nummuliten » (33). *Bibliogr. des Sc. géol. publiée par la Soc. géol. France*, année 1925, fasc. I, p. 78-79.

38. — E. PETERHANS. Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des « Préalpes médianes » entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. *Mém. Soc. helvétique Sc. nat.*, vol. 62, mém. II, 1926.

39. — J. TERCIER. Sur la géologie de la Berra et l'emplacement originel du Flysch des Préalpes externes. *Bull. Soc. fribourgeoise sc. nat.*, vol. 28, Proc.-verb. du 30 avril 1925.

40. — J. TERCIER. Une zone de Wildflysch dans la partie méridionale de la chaîne de la Berra (Préalpes externes). *Ibid.*, P.-v. du 4 mars 1926.

41. — M^{lle} Y. WAHL. Note sur la tectonique du Lac d'Allos (Basses-Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, 4^e série, t. XXVI, p. 39-46, 1926.

42. — M^{lle} Y. WAHL. Sur l'existence du Bathonien dans la nappe inférieure de l'Ubaye. *C. R. somm. séances Soc. géol. France*, 1927, p. 23-25 (séance du 7 février 1927).

43. — M^{lle} Y. WAHL. Sur la présence et la signification de couches à Nummulites dans la montagne d'Autapie (Basses-Alpes), *C. R. somm. séances Soc. géol. France*, 1927, p. 47-50 (séance du 7 mars 1927).

44. — M^{lle} Y. WAHL et M. H. SCHOELLER. Géologie du vallon de Clapouse, au sud de Jausiers (Basses-Alpes). (Note préliminaire.) *Ibid.*, 1927, p. 97-100 (séance du 2 mai 1927).

BULLETIN

EX-157 ANGEL
MAY 22 1930

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 42

Maurice LUGEON et Elie GAGNEBIN

L'origine des sources de la Chambrette aux Plans sur Bex
(Alpes vaudoises).

LAUSANNE
IMPRIMERIE COMMERCIALE

1928

L'origine des sources de la Chambrette aux Plans sur Bex (Alpes vaudoises)

PAR

Maurice LUGEON et Elie GAGNEBIN

I. — *Les sources de la Chambrette.*

Les sources de la Chambrette émergent au bord de l'Avançon des Plans, sur la rive droite du torrent, un peu plus d'un kilomètre en amont du village. C'est en ce point que la Compagnie des Forces de Joux a établi un barrage qui capte l'eau de la rivière et de la source principale, pour actionner l'usine électrique de la Peuffaire. Les sources apparaissent au niveau du torrent, vers 1150 m. d'altitude, au pied d'un grand cône d'éboulis qui descend des parois de la Tête du Berthex. Mais au temps de fonte exceptionnelle des neiges, ou lors de très fortes pluies, tout le cône d'éboulis est engorgé d'eau; du rocher de calcaire urgonien qui le domine jaillit même une impétueuse cascade, à la cote de 1330 m.

Ce régime éminemment variable, ces calcaires compacts d'où elle sort, indiquent avec certitude la nature vaclusienne de la source. C'est la résurgence d'un cours d'eau superficiel, qui doit se perdre par quelque fissure de la roche, dans une région supérieure, et circuler par un canal souterrain jusqu'à la Chambrette.

En 1911, dans une étude sur les Bassins fermés des Alpes suisses¹, l'un de nous avait émis l'hypothèse que l'origine de l'eau de la Chambrette devait être le bassin de la Varre. Il était intéressant de vérifier cette supposition.

¹ M. LUGEON et E. JÉRÉMINE : Les bassins fermés des Alpes suisses. *Bull. Lab. géol. de Lausanne.*

II. — *Le bassin fermé de la Varre.*

Lorsqu'on monte du Pont de Nant vers le col des Essets, après avoir gravi la pente qui domine le chalet du Richard, on se trouve brusquement au bord d'une vaste cuvette allongée, à fond plat: c'est le pâturage de la Varre. Au SE, il est enclos par les hautes parois rocheuses qui s'élèvent jusqu'à la Pierre Cabotz, et dont les torrents étalent leurs alluvions sur le fond de la cuvette. Au NE se dresse l'arête aiguë de l'Argentine. Mais au NW le bassin est limité par une barre calcaire, dont la crête ne dépasse guère le fond que d'une cinquantaine de mètres; c'est la colline des Caofins et son prolongement. Les cônes des torrents qui envahissent la cuvette sont arrêtés net par cette barre, et le long de son pied on voit l'eau disparaître dans des entonnoirs.

Il en existe toute une série; mais deux sont particulièrement importants et bien visibles. Le premier, juste au N des chalets de la Varre, est tout près du point coté 1755 m. sur la feuille d'Anzeindaz. Le second, 650 m. plus au NE, est près du point 1760.

Ces deux entonnoirs se prêtaient tout spécialement à une expérience de coloration à la fluorescéine.

III. — *Expérience de coloration.*

Nous y avons procédé le 29 juin 1926, faisant à chaque entonnoir une double coloration, chacune de 2 kilos de sel sodique de fluorescéine.

Dans le premier entonnoir, la première coloration fut exécutée entre 10 h. 40 et 11 h., la deuxième entre 17 h. 30 et 17 h. 45. Dans le second entonnoir, la première coloration dura de 11 h. 30 à 11 h. 50, la deuxième de 18 h. à 18 h. 45.

La source de la Chambrette, pendant ce temps, était mise en observation. Rien ne fut remarqué jusqu'à la nuit. Mais le lendemain matin, à 6 h., les sources étaient admirablement teintées, et le restèrent, visible à l'œil nu, jusqu'à 10 h. L'Avançon ne présentait aucune trace de coloration.

En vain observa-t-on les sources toute la journée, elles ne se colorèrent plus. C'est donc la fluorescéine de la deuxième expérience qui a été remarquée; celle de la première a dû passer pendant la nuit.

La distance du premier entonnoir à la source, à vol d'oiseau, est de 2400 m., et la différence de niveau de 600 m.

Pointe de
Pancyrassat
2851 m.

Pierre Cabioz
2736 m

Argentine
Haute Pointe
2428 m.

Beccan
des
Meyes

NW

La Varre

Entonnoir

Surchamp

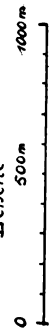
Nombrieux

Tête du Berthex

Le Richard

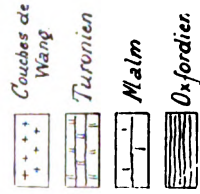
Pont de
Nant

Echelle

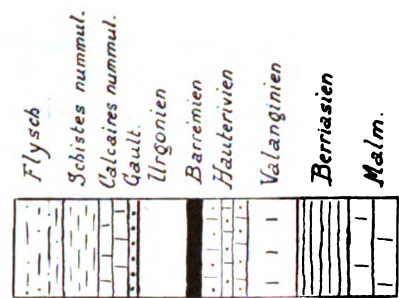


Entonnoir
Source
Parcours probable de l'eau

Préalpes internes



Légende.
Nappe de Mordes



La distance en ligne droite est donc d'environ 2500 m. Le temps écoulé entre l'expérience et le résultat étant de 12 heures, en gros, la vitesse théorique de l'eau fut de 200 m. à l'heure.

IV. — *Parcours de l'eau.*

La disposition géologique de la région est bien connue, et il est séduisant de chercher quel peut être le cheminement souterrain de l'eau de la Varre, pour ressortir à la Chambrette.

Nous sommes dans le front de la nappe de Morcles, dont les couches crétacées se plissent en vastes boucles, décollées du noyau jurassique dont les sépare la grande masse plastique du Portlandien et du Berriasien. Le mouvement de ces boucles est admirablement marqué par le ruban clair des calcaires urgoniens, qui se dressent en dalles verticales dans l'arête d'Argentine. C'est le masque d'un premier anticlinal. Sous lui, le synclinal de Surchamp se creuse profondément. Plus bas s'avancent les deux anticlinaux principaux de Nombriex et de la Tête du Berthex, dont le flanc renversé se prolonge, en s'élevant vers le SW, dans la chaîne de Savoleyre.

L'axe de ces plis s'abaisse visiblement du côté du NE, en sens contraire, par conséquent, au parcours souterrain de l'eau. C'est ainsi que la carapace normale du pli d'Argentine vient former le col des Essets. Entre la source de la Chambrette et la Varre, la descente axiale est d'environ 750 m.

Les entonnoirs de la Varre sont dans le flanc renversé du synclinal de Surchamp. Le premier trou absorbant est creusé dans les calcaires valanginiens, qui plongent de 40° vers l'ESE. Le second s'enfonce dans les couches supérieures, déjà très calcaires, du Berriasien.

La source de la Chambrette, elle, émerge dans le flanc renversé de l'anticlinal de la Tête du Berthex, près de la limite supérieure de l'Urgonien, à son contact avec le Gault. Lors des hautes eaux, c'est en pleine paroi urgonienne qu'elle jaillit.

On peut donc imaginer assez précisément le parcours souterrain de l'eau. Entre les entonnoirs et les sources s'interposent les terrains suivants:

1^o Les calcaires valanginiens, calcaires compacts très perméables.

2^o Les calcaires siliceux de l'Hauterivien, qui offrent au passage de l'eau une résistance plus grande.

3^o Les marno-calcaires, schisteux et imperméables, du Barémien inférieur. Leur épaisseur varie suivant leur position dans les plis, mais ne dépasse pas une dizaine de mètres.

4^o Les calcaires massifs de l'Urgonien, éminemment perméables.

Etant donnée la vitesse de l'eau, il faut admettre qu'elle ne s'attarde pas longtemps dans les couches hauteriviennes et qu'elle trouve, grâce à quelque faille, à éviter l'écran du Barémien inférieur.

Son plus long parcours doit être dans le Valanginien calcaire du flanc normal du synclinal de Surchamp, où elle est maintenue par la grande masse imperméable du Berriasien. Et c'est dans la boucle supérieure de l'anticlinal de Nombrieux, sans doute, qu'elle traverse l'Hauterivien pour engorger l'Urgonien de la Tête du Berthex.

La série de coupes en coulisses de notre figure représente nettement la forme des plis crétacés où l'eau circule; mais, faute de pouvoir montrer la descente axiale en sens inverse du cours de l'eau, elle fait voir la source télescopée sous l'entonnoir. L'esprit du tectonicien imagine aisément la troisième dimension que le dessin sacrifie, et restitue dans l'espace le vrai cheminement de l'eau souterraine.

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 43

Ph. CHOFFAT, Ing.

L'écroulement d'Arvel (Villeneuve) de 1922.

LAUSANNE

IMPRIMERIE COMMERCIALE

1929

L'écroulement d'Arvel (Villeneuve) de 1922

PAR

Ph. CHOFFAT, ing.

INTRODUCTION

Le 14 mars 1922 avait lieu, aux carrières d'Arvel, près de Villeneuve (Vaud), l'écroulement d'un escarpement rocheux qui ensevelissait les deux tiers des chantiers sous un vaste talus d'éboulis, et soulevait neuf hectares de la Plaine du Rhône. Ce soulèvement, dû à la poussée tangentielle de la masse frontale des éboulis, était caractérisé par des plis arqués plus ou moins hauts, figurant des plissements géologiques.

Je fus tenté d'en cartographier les formes, mais comprenant l'intérêt que prenaient à cette étude MM. le Professeur Lugeon et E. Joukowsky, je fus conduit peu à peu à étendre et perfectionner mes levés et mon étude jusqu'au point où je la présente actuellement.

Je tiens à remercier ici les personnes dont l'aide et le conseil m'ont permis d'atteindre l'état de cette étude, et en particulier :

M. le Professeur M. Lugeon, qui me communiqua de nombreuses photographies dont je publie quelques-unes; MM. les Professeurs P.-L. Mercanton, H. Chenaux, H. Lagotala, qui me prêtèrent des instruments de topographie; la Société vaudoise des Sciences naturelles, qui fut prête à s'intéresser à un projet de levé cartographique par avion que je ne mis pas à exécution à cause des difficultés de vol dans ces parages; MM. Chessex, directeur de la Société des carrières d'Arvel et de Reuchenette, et Noverraz, gérant des cultures de la Société de conserves de Saxon, le Département de l'Agriculture

du Canton de Vaud, la Municipalité de Villeneuve, qui me donnèrent de nombreux renseignements: M. G. de Jongh, photographe à Lausanne, et MM. R. Bron, ingénieur, et Jules Chofat, qui m'aidèrent aux levés; et spécialement M. le Dr E. Joukowsky, qui suivit avec dévouement le développement de mes travaux et fit mettre à ma disposition le laboratoire de photographie du Musée d'histoire naturelle de Genève, où je trouvai de grandes facilités pour les travaux photographiques de bureau.

§ 1. Préambule.

Tout d'abord, je voudrais proposer qu'on évite d'employer sans distinction le terme « éboulement » à des phénomènes très différents, et que l'on accepte une certaine spécification. Des « éboulements » d'Arvel, de Soméo, du Mühlehorn, du Saint-Barthélémy, à celui à prévoir du Motto d'Arbino¹, il y a trop de différence pour ne pas distinguer un « écroulement », d'un « glissement », d'une « débâcle », ou d'un « mouvement ». J'emploierai ici le terme « écroulement ».

Grâce à des photographies prises juste avant l'écroulement, j'ai pu restituer un plan topographique antérieur à l'écroulement (Pl. II, Fig. 2), qui m'a permis de baser l'étude des éléments géométriques du phénomène et d'aborder l'étude mécanique, qui paraîtra à l'occasion sous une forme plus détaillée.

§ 2. Etat antérieur à l'accident.

Nous avons affaire à Arvel au versant rocheux d'une ancienne vallée glaciaire, de profondeur inconnue, occupée par le lac Léman, mais alluvionnée ensuite dans les temps historiques. Les alluvions de remplissage sont des limons plus ou moins terreux, sableux ou tourbeux, avec peu de gravier et non cimentés².

Etant donné la faible altitude de la plaine au-dessus du niveau du lac Léman, la nappe phréatique y est presque affleurante. Bonard y trouvait que des puits d'expérience s'y remplissaient presque jusqu'au bord. Ce sol limoneux est si peu résistant qu'on risque d'enliser les machines en labourant au tracteur, et qu'on a trouvé au bord de la route can-

¹ Actuellement effectué.

² Rapport sur les conditions géologiques des environs de Villeneuve. A. BONARD, mars 1905. — Service des améliorations foncières, Lausanne.

tonale Villeneuve-Aigle, il y a quelques années, lors de travaux d'assainissement, des troncs de chêne enlisés. On ne sait pas jusqu'à quelle profondeur atteignent ces dépôts, mais l'étude volumétrique de l'écroulement implique un chiffre pouvant dépasser une quinzaine de mètres.

La roche de la paroi est une brèche oolitique calcaire (« marbre rose d'Arvel ») traversée à mi-hauteur par un banc de marne noire fossilifère plongeant d'une façon marquée vers l'intérieur de la montagne, au SE, et reposant sur des calcaires moins résistants (« pierre grise d'Arvel ») (Pl. II. Profil 450 000 m³).

L'escarpement dominant les chantiers (Pl. II Fig. 2) se trouvait évidemment en retrait de l'ancien front naturel de la montagne de ce qui en avait été exploité précédemment; il atteignait 120 mètres de haut, mais était arc-bouté contre deux contreforts. Pourtant, on y observait quelques fissures (diaclasses) qui ne présentaient rien d'anormal.

Au pied de cet escarpement s'étendaient divers gradins de chantiers, étagés au-dessus d'une double voie normale de service raccordée à la station de Villeneuve; ces voies, en courbe convexe vers la montagne, allaient jusqu'à la fabrique de ballast située à l'extrémité Sud des carrières. Quelques constructions en pierre sèche et des maisons de service étaient dans les chantiers ou aux abords immédiats.

À l'Ouest des voies s'étendait un plateau, haut de 6 à 7 mètres, des déblais inutilisables déposés sur les limons de la plaine. Plus à l'Ouest, entre ce plateau et une route droite, s'étendaient des prés traversés par un chemin empierré. La route en remblai, également empierrée, était longée par un canal d'assainissement à ciel ouvert, qui écoulait ses eaux vers le Sud et passait à proximité de deux hangars de la Société des Cultures de Saxon, d'un hangar à bois et d'un hangar abritant le moteur d'un téléphérique qui descendait du bois par-dessus les carrières.

Plus à l'Ouest encore, s'étendaient fort loin des champs défrichés.

§ 3. L'accident.

Quelques manifestations inquiétantes dans l'escarpement, et le rapport verbal de bûcherons qui avaient observé dans la forêt dominante une fissure s'élargissant, portèrent la Direction des Carrières à faire évacuer le matériel et à appeler

M. le Professeur M. Lugeon pour connaître son opinion sur la durée probable de stabilité.

Je laisse ici la place à une note expressive communiquée par ce géologue éminent :

« Le 13 mars 1922, la Direction des Carrières d'Arvel me priait de venir examiner sur place un escarpement rocheux qui donnait de l'inquiétude.

» Le 14 au matin, vers les 9 heures, nous étions sur les lieux, MM. les ingénieurs Koller, Président du Conseil d'administration des Carrières, Chessex, Directeur, et moi-même.

» M. Koller, moins ingambe que les deux autres visiteurs, désira rester près du bâtiment de la forge, et nous fûmes tous deux, M. Chessex et moi, examiner d'aussi près que possible la grande paroi. La carrière était déserte, ainsi que ses abords immédiats, des ordres avaient été déjà donnés au personnel d'avoir à évacuer provisoirement les lieux et l'on désirait savoir de moi ce qu'il y avait à faire et si la montagne pouvait encore rester stable quelques jours.

» Nous avançâmes jusqu'en face de la paroi menaçante, à une distance d'elle d'environ 200 mètres.

» C'était très impressionnant. Devant nous, le grand chantier abandonné comme déjà frappé de mort. Mais le silence était périodiquement troublé par de sèches détonations, tantôt à gauche, tantôt à droite. C'était la roche qui éclatait le long de la trace du plan de la rupture prochaine. La détonation était souvent accompagnée par un jet de poussière, de pierres petites lancées dans l'espace, puis par de plus grosses masses qui chutaient et roulaient sur le pied du talus.

» Ainsi la roche soumise à des tensions énormes éclatait; la montagne entre les deux lignes d'éclatement était donc mobile.

» Il ne me fut pas possible de dire si l'écroulement était proche, pouvait avoir lieu à l'instant ou dans quelques heures, ou dans quelques jours, mais il était bon de ne pas approcher la paroi pour quelque motif que ce soit.

» Le point où nous étions placés pour faire nos observations a été entièrement couvert par la masse écroulée. Nous avions nettement le sentiment, M. Chessex et moi, que nous nous exposions témérairement à nous faire engloutir. Aussi nous ne restâmes pas plus d'une heure en face de la paroi

menaçante; du reste, tout était inutile: il n'y avait qu'à attendre.

» Le soir de l'après-midi, j'apprenais que l'éroulement était accompli. Comme dans des éroulements de ce genre, le phénomène se poursuit parfois plusieurs jours, je me rendis sur place le 16 dans l'espoir de voir chuter un nouveau pan de la carrière. Rien. Je retournai le 18, accompagné par M. le Dr N. Oulianoff, pour faire quelques photographies et toujours dans l'espérance de voir une nouvelle chute. Notre persistance fut récompensée. Vers les 10 heures du matin, une masse considérable, mais très petite par rapport à celle du 14, s'éroulait. Ce fut splendide que de voir s'étendre peu à peu un nuage de poussière d'abord nettement limité comme l'aurait été un cumulus descendant la paroi, puis les contours devenaient vagues et peu à peu l'atmosphère fut remplie par une fine poussière qui nous atteignit en obscurcissant le soleil, alors que nous étions à plusieurs centaines de mètres de l'éroulement, sur une des hautes rides décrites par M. Chofat¹. »

Un ouvrier des carrières racontait que toute la nuit du 13 au 14 et une partie de la matinée du 14, ils avaient été occupés au sauvetage du matériel principal et des pierres déjà taillées. Vers 17 heures, alors qu'ils avaient été ramenés depuis le matin à l'arrière, les ouvriers virent descendre avec un grondement sourd une énorme masse de roche, sans savoir exactement comment, parce que le phénomène s'était immédiatement enveloppé d'un nuage de poussière qui s'étendit, traîna sur la plaine jusque dans la ville de Villeneuve située à 1,5 kilomètre de là. Au même instant, le sol de la plaine en avant des carrières se soulevait « comme une soupe au lait » et quelques témoins ressentirent, outre le soulèvement et le déplacement d'air violent, des vibrations spasmodiques du sol.

§ 4. Etat des lieux après l'accident.

Une fois le nuage de poussière abattu, on put juger de l'étendue du désastre. Dans le flanc de la montagne s'ouvrait une nouvelle paroi, une énorme plaie de pierre fraîche, et un relief complètement nouveau occupait les chantiers et les prés avoisinants.

¹ Note communiquée par M. Lugeon en juillet 1925.

La paroi, encore vibrante s'élève en un « à pic » de 150 mètres; son pied est enterré sous un énorme talus de blocs bouleversés. Tout au fond, à l'endroit où se trouvait un instant avant la voie ferrée, s'ouvre une large dépression que domine vers l'Ouest un rempart d'éboulis profilant dans le ciel de sauvages créneaux. Une nappe de blocs, creusée de trous béants, étend son chaos 100 mètres en avant. Du plus haut bloc du rempart, on ne voit qu'une mer de roche brisée, accumulée, encastrée pêle-mêle, d'où s'élève une immense impression de ruine. Vers la plaine surgissent de longs bourrelets qu'entaillent de nombreuses crevasses, béant dans la terre bleue. La route, bandée comme un arc, est rompue en tronçons: le canal, écrasé, a joint ses deux lèvres. Et jusqu'aux endroits où le déferlement de roche la recouvre, la voie ferrée gît, morcelée, tordue.

La situation est en résumé la suivante (Pl. II Fig. 3): une paroi s'élevant au-dessus d'un versant d'éboulis; répandue sur la plaine; une nappe d'éboulis creusée vers la montagne d'une dépression transversale et s'élevant vers la plaine en un *valum arqué*; à une série de *plis arqués* (que j'appelle « gonfles ») s'atténuant jusqu'à un *avant-pays* où quelques poteaux de téléphone sont inclinés.

§ 5. Etude détaillée.

PAROI (Pl. I et III). — Le bas et le haut de l'ancienne paroi sont indiqués par les lignes ponctuées AB et CD. La niche d'arrachement, en partie ensevelie sous les éboulis du versant, est circonscrite par le pourtour pointillé EEE.

La paroi abrupte présente, à part quelques surplombs vers le haut, une face généralement lisse qui est recouverte, aussi bien qu'on peut l'observer, d'un revêtement tuffeux, qui indique suffisamment qu'il existait là une vieille diaclose, dont la trace supérieure correspondait sans contredit à la fissure que les bûcherons avaient vu s'élargir juste avant l'accident.

Au Sud, l'escarpement FFFF, à peu près perpendiculaire à la paroi, et en partie aussi lisse, est en relation avec un système de diaclases.

Au Nord, un contrefort G, où se voit le banc marneux noir HH, a son versant SW tangent à une surface de diaclose III dont on suit la trace dans la paroi actuelle. Cette

diacalse III et une digitation importante JJJ forment un angle très obtus avec la paroi.

Une autre trace de diacalse KKK court à peu près horizontalement et semble être l'émergence d'une diacalse très redressée montant derrière la paroi.

Dans l'escarpement ancien passaient encore quelques diacases MM et M'M' plus ou moins bâillantes, et disjointes par les explosions et secousses de l'exploitation antérieure.

Ces diacases isolaient pour ainsi dire complètement, on ne sait pas depuis combien d'années, une tranche de rocher dont la base était de marne noire et de pierre grise beaucoup moins résistantes que la brèche calcaire (dite « marbre rose »).

La chute implique que cette base céda, et vraisemblablement peu à peu, n'offrant plus à la tranche rocheuse qu'un appui de plus en plus précaire. Le poids de cette tranche, combiné à l'effet des eaux d'infiltration et peut-être du gel, occasionna d'année en année la rupture des derniers encastresments, et lorsque ce travail fut assez avancé, les premiers déplacements appréciables donnèrent une fatigue critique aux deux zones d'appui latéral évasées F et G, que M. Lujeon appelle « lignes d'éclatement », qui ne résistèrent plus que quelques heures après l'apparition des premières manifestations de surcharge.

VERSANT D'ÉBOULIS (Pl. I, III et IV Fig. 1 gauche et Fig. 2).

Dans la partie haute apparaît en NN un talus raide d'un matériau tassé et terreux, à gros blocs, d'un caractère morainique, et au-dessous on remarque que les éboulis déposés sont plus gros au pied du versant et dans la nappe qu'on haut (certains blocs dépassent 500 m³), mais que dans le tiers Nord du versant, de gros blocs, et même une masse de 8000 m³ (indiquée Pr.) sont restés en dérive sur la pente. Ces constatations indiquent d'une part une différence dans les conditions d'écoulement et d'approvisionnement des éboulis entre l'aile droite et l'aile gauche du flux, et d'autre part, qu'on retrouve ici la loi de répartition des éléments d'éboulis suivant leur grosseur, les plus gros blocs, doués d'une plus grande force vive, pouvant courir plus loin contre les frottements et chocs qui tendent à les arrêter, les plus petits restant immobilisés en arrière. Dans la masse des éboulis, à part les blocs, on a un matériau de colmatage formé de poussière,

terre et petites pierres. La proportion de ce matériau de colmatage par unité de volume varie; nulle ou très faible dans la cape superficielle de tous les éboulis, faible en profondeur de l'aile Sud de la nappe, moyenne en profondeur de l'aile Nord de la nappe, elle croît de plus en plus en profondeur des éboulis du versant et à mesure qu'on remonte vers la paroi, pour aboutir à ce matériau terreux à caractère morainique que nous avons vu affleurant en haut du versant. Le déversement des éboulis ayant eu lieu presque instantanément, et la charge mobile par mètre courant ayant été plus grande en haut du versant qu'en bas et que dans la nappe, il semble bien que cette proportion de matériau de colmatage est en relation avec l'importance de l'écrasement des éboulis déposés au fond du flux rocheux.

En outre, on voit en haut du versant d'éboulis de petits cônes dus à des chutes secondaires postérieures à la chute principale, en particulier N' qui correspond à peu près à l'éroulement partiel qu'observa M. Lugeon (p. 12).

NAPPE D'ÉBOULIS (Pl. I et IV Fig. 1, 2. 13 et 14).

Sur la figure 1 Pl. IV, une fine ligne noire « a-b-c-c'-d » indique la perspective d'un profil longitudinal à travers la nappe et les plis. On voit en « a » une dépression à fond sensiblement plat que la carte Pl. I n'exprime pas clairement à cause de la complexité des courbes de niveau, mais dans laquelle pour l'expression j'ai figuré deux lacs qui s'y étaient établis peu de temps après l'éroulement (malgré que cette carte soit censée représenter l'état consécutif à l'éroulement). Le versant d'éboulis y atteint sans atténuation de sa pente. Dans sa partie Nord, cette *dépression transversale* a sa cote moyenne de quelque 8 mètres au-dessus de la cote moyenne de la partie Sud.

Par contre, la pente interne « b-c » du *vallum* est beaucoup plus faible à l'aile Nord qu'à l'aile Sud où elle prend la forme d'un talus raide « O-P » (Pl. I) au sommet duquel restait perché un gros bloc O (Pl. IV Fig. 13 et 14), et là, le *vallum* est également plus élevé. En plus de cela, nous avons déjà remarqué que l'aile Sud de la nappe est riche en gros blocs (on pourrait même dire qu'elle n'est composée que de gros blocs): par contre, l'aile Nord est composée, tant en surface qu'en profondeur, de moyens et petits fragments dont un fort

pourcentage est de marne noire. Pour cela, nous distinguerons l'aile Nord sous le nom de « nappe noire » et le centre et l'aile Sud sous le nom de « nappe dominante ».

Tout comme se distinguaient déjà les ailes Nord et Sud du versant d'éboulis et de la dépression transversale, la nappe noire et la nappe dominante accusent extérieurement une importante différence de caractère. La cause en serait, nous l'avons vu, une différence dans l'approvisionnement et l'écoulement des éboulis.

Le front QR de ces nappes porte également des caractères différents. La nappe noire domine le territoire plissé du NW de 4 à 5 mètres, alors qu'à partir du centre du front, la nappe dominante aborde le territoire plissé presque de niveau. (Remarquer le front de la nappe dominante à côté du poteau droit Pl. IV Fig. 11, et le front de la nappe noire vue de face Pl. IV Fig. 12 le personnage donnant l'échelle.)

Mais où cette différence s'accuse encore, c'est dans l'étude volumétrique des masses écroulées dont il convient ici de dire quelques mots.

Ce que nous venons de dire de la paroi et des éboulis intéresse ce que nous appellerons « l'élément rocheux » de l'écroulement par opposition à « l'élément terreux » qui s'appliquera aux terrains déformés de la plaine.

Il est évident qu'à cet élément rocheux, où l'on distinguerait les termes classiques d'un éboulement (niche d'arrachement, zone d'écoulement et zone de dépôt), on peut appliquer dans son ensemble une équation certaine « à la conservation de la masse »,

$$\text{Masse écroulante} = \text{Masse écroulée}$$

Or si la roche d'Arvel a un poids spécifique de 2,7 il faut, pour passer de l'équation des masses à celle des volumes, tenir compte du fait que par unité de poids l'éboulis occupe plus de volume que la roche massive; on dit que l'éboulis a « foisonné » et le coefficient de foisonnement pour le roc à la mine est voisin de 1,65 (chiffre des aide-mémoire). L'équation de conservation des volumes devient donc:

$$1,65 \text{ Volume écroulant} = \text{Volume écroulé.}$$

Connaissant assez exactement l'ancien état de choses (Pl. II Fig. 2) et toutes les surfaces extérieures du nouvel état de chose, il nous resterait à connaître les position et forme de

la niche d'arrachement et la forme du fond de la nappe d'éboulis pour vérifier l'équation, car on est en droit de supposer que le fond des éboulis du versant n'a pas sensiblement changé puisqu'il était auparavant de terrain dur ou très identique au matériau d'éboulis. La nappe d'éboulis, par contre, en abordant le terrain mou et éminemment déformable de la plaine, a dû s'y enliser plus ou moins dans des conditions analogues à celles de l'hydrodynamique, ces limons étant gorgés d'eau.

En effet, considérons la figure 1 Pl. II.

A) Sur un talus incliné, soit M une masse animée de mouvement. Elle a une force vive F qui se décompose en une composante verticale V et une composante horizontale H.

B) Si elle arrive sur un terrain très dur horizontal, V sera annulé instantanément par la résistance infiniment grande du terrain et H s'usera peu à peu contre le frottement de progression jusqu'à arrêt complet de la masse. Théoriquement, l'épaisseur h du dépôt diminuera vers l'avant, le frottement cause de l'arrêt étant fonction de la masse progressante non encore stabilisée.

C) Si la même masse arrive sur un terrain horizontal semi-résistant, V créera une première déformation petite sous forme d'un creux dans lequel viendra s'enfoncer de plus en plus la masse entière qui soulèvera le terrain par une poussée en partie ascendante.

D) Si par contre le terrain est mou, imbibé d'eau et par conséquent glissant, la réaction $\mathcal{R}$ du terrain contre H étant trop faible par mètre courant, le terrain sera refoulé tangentiellement; V créera à chaque instant jusqu'à son annulation un certain creusement qui accentuera de plus en plus l'angle « a » de contre-pente; la stabilisation due au frottement étant également fonction de cet angle, le cheminement sera ralenti de plus en plus vite et on aura une épaisseur de dépôt augmentant vers l'avant. On observera même que le front de la masse remontera la contre-pente.

Ceci est absolument analogue à la tenue d'une balle de fusil (nouvelle munition de l'armée suisse), tombant en biais sur du rocher, sur un sol dur ou sur un sol détrempé, et nous permet de supposer que le fond de la cuvette creusée

par la nappe est une certaine surface courbe qui ne s'enterre pas vers l'avant, mais au contraire s'élève.

Quant à sa profondeur, nous pourrions l'estimer d'après l'équation rocheuse de conservation des masses. Car si nous ignorons exactement la forme du fond de la niche d'arrachement, nous pouvons cependant, d'après divers indices et présomptions, l'estimer d'assez près, ce qui nous donnera le cube écroulé. Par approximations successives, nous pouvons de plus arriver à préciser l'emplacement des filets d'écoulement du flux rocheux exactement comme dans un cours d'eau, filets entre lesquels il n'y a eu théoriquement aucun échange de masse et qui représenteraient le chemin suivi par un mètre cube de paroi déplacé jusqu'au front de la nappe. En résolvant graphiquement l'équation rocheuse à la conservation des volumes dans chaque filet, on y définit la profondeur nécessaire de la cuvette pour que l'excès d'éboulis s'y loge, et par conséquent le fond approximatif de cette cuvette.

Cette étude montre encore une profonde différence entre la partie Sud et la partie Nord de cette cuvette. Si les lignes de flux équidistantes de 50 000 m³ (Pl. I) semblent indiquer que l'axe général de l'élément rocheux 300 000 m³ est légèrement plus au Nord que le centre de l'arc du vallum, les profils construits dans chaque filet montrent que le remplissage en éboulis du versant a été considérable à l'aile Nord, par conséquent qu'il restait peu à déposer dans la cuvette de la nappe noire, dont l'épaisseur serait de 8 à 10 mètres, alors qu'à l'aile Sud le remplissage du versant demande moins d'éboulis et que, pour loger l'excédent, il faut admettre une épaisseur de la nappe dominante pouvant atteindre 24 mètres. La masse de la nappe dominante est plus de deux fois plus grande que la masse de la nappe noire et ceci correspond également à un effort plus considérable de la nappe dominante sur le terrain mou.

On peut apprécier plus exactement ceci en appliquant aux filets d'écoulement des équations « à la conservation de l'énergie » :

Perte de potentiel = Somme des travaux produits.

Dans ces équations, le travail de chute résiduel que la masse de la nappe pouvait fournir contre les résistances du terrain de la plaine est beaucoup plus faible sur le front Nord que sur le front Sud de la cuvette. Ceci est aussi en relation avec

le fait qu'à l'aile Sud les matériaux tombent de plus haut de la paroi qu'à l'aile Nord.

Le centre de gravité de la poussée de la nappe serait à peu près sur le filet 400 000 m³, et cette constatation importante, à laquelle nous voulions arriver, va nous permettre de comprendre beaucoup mieux la tectonique du phénomène terreux que nous allons aborder dans un instant.

Mais auparavant, il resterait à faire quelques observations de détail sur les voies déformées.

VOIES (Pl. I ligne SSS, Pl. IV Fig. 11 et 12).

Les voies jadis en courbe convexe vers la montagne $S_1 S_8 S_9 S_{10} S_7$ étaient visibles ou ont été retrouvées au cours du déblaiement sous la forme d'un arc irrégulier $S_1 S_2 S_3 S_4 S_5 S_6 S_7$ vers la plaine. Aux deux extrémités $S_1 S_2$ et $S_5 S_7$ elles sont restées plus ou moins jointes, mais déformées en zig-zag. Les points S_1 et S_7 indiquent remarquablement les limites Nord et Sud de l'attaque de la poussée de la nappe, et les points S_2 et S_5 les limites de recouvrement de la nappe.

En développant le tronçon $S_1 S_2$ sur $S_1 S_8$, on trouve un point S_2' qui indique la direction et la valeur du déplacement de ce point: il reste parallèle à la ligne de flux voisine et indique, sur le bord même de la nappe, un cheminement sensible du sol vers l'avant, presque à la limite de la poussée, ce qui paraît curieux. A l'Est de S_2' le petit lac Nord occupa, quelques jours après l'écroulement, une dépression non remblayée à pentes raides; puisqu'aucun éboulis n'a passé là pour y former une cuvette, cette dépression a été créée par un appel du territoire voisin chassé en avant par la nappe, soit par cohésion latérale, soit par une sorte de succion.

A l'autre aile, entre S_5 et S_7 , les voies ont été rompues deux fois par de petits décrochements (Pl. IV Fig. 11) et là la nappe n'a pas été charriée sur la plaine.

Entre S_2 et S_5 , la nappe a été, par contre, charriée par-dessus la voie, plus ou moins loin, moins fortement à l'aile Nord entre S_2 et S_3 où on la retrouvait avec beaucoup d'éléments assemblés quoique basculés en avant ou en arrière et à demi-ensevelis (Pl. IV Fig. 12), mais plus fortement à l'aile Sud où elle est complètement disloquée, les éléments s'égrenant entre et sous les blocs.

QUELQUES CHIFFRES.

Il convient d'indiquer quelques chiffres propres à l'élément rocheux que, suivant la méthode des filets d'écoulement, le calcul graphique nous a donnés.

La masse écroulante est de 614 000 m³ pesant 1 632 000 tonnes se répartissant avec foisonnement de 1,65 environ en:

Poids des éboulis du versant	1 095 000 t. soit 67 %
Poids des éboulis de la nappe	537 000 t. soit 33 %
	100 %

cette dernière se décomposant en

Nappe dominante	380 000 t. = 71 %	soit 23,5 %
Nappe noire	157 000 t. = 29 %	soit 9,5 %
	537 000 t. 100 %	soit 33,0 %

Epaisseur variable des éboulis du versant:

Dans la niche d'arrachement	33 à 13 mètres.
Au milieu du versant	37 à 15 mètres.
Au bas du versant	13 à 5 mètres.

Epaisseur moyenne de la nappe noire	6 à 12 m.
Epaisseur moyenne de la nappe dominante	11 à 24 m.

Perte de potentiel total = Travail total disponible, 154 millions de mètres-tonnes se répartissant approximativement en ¹:

¹ En tombant sur un gradin inférieur, une masse compacte de rocher subit sous la forme de choc la réaction du gradin, ce qui y fait apparaître des tensions capables de fracturer la masse et d'en amener le morcellement. Dans un cas limite, ce morcellement pourrait annuler toute la force vive de la masse écroulante et la laisser stabilisée sur le lieu de chute; dans le cas plus habituel une partie seule de cette force vive se transforme en travail de morcellement. Le travail de morcellement, en relation avec l'état de cohésion de la masse compacte, la somme des surfaces de fraction et le coefficient de résistance à la compression du matériau, est inexprimable dans notre cas par ces éléments de calcul, mais on peut l'approximer en considérant qu'à l'aile Nord de la niche d'arrachement une chute de 10 m. a en tout cas suffi pour morceler complètement la masse écroulante. Admettant cette chute de 10 m. suffisante et maximum pour un morcellement total le travail de morcellement vaut 10 fois le poids écroulé, soit environ 16 000 000 mt. au maximum.

En s'écroulant le flux d'éboulis frotte sur le fond et subit un frottement interne. La somme des frottements de roulement-glissement élémentaires correspondant à un élément de superficie du flux, exprimée par un coefficient de frottement moyen double, de 0,7, inspiré des chiffres donnés par la pratique technique, et la masse de passage sur l'élément, donne la valeur du travail des frottements. Dans le cas des éboulis du versant, le frottement sur le fond se retrouve en majeure partie par la réaction, dans le flux rocheux en mouvement. Dans le cas de la nappe d'éboulis, une partie de la réaction du frottement du fond, le frottement interne du flux et l'élévation de la nappe,

Travail de morcellement en éboulis	16 000 000 mt = 10,5 %
Travail d'arrêt des éboulis du versant	101 500 000 mt = 65,7 %
Travail d'arrêt de la nappe	36 500 000 mt = 23,8 %
	154 000 000 mt 100,0 %

De ce travail d'arrêt de la nappe, 15 300 000 mt, soit 42 %, sont employées aux résistances internes et 21 200 000 mt, soit 58 %, aux résistances externes, c'est-à-dire à la déformation du terrain mou, ce qui représente une somme de travail dépensée dans l'élément terreux de 13,8 % du travail total de l'éroulement, fourni à raison d'environ 4,5 % par la nappe noire et 9,3 % par la nappe dominante.

COMPRESSIBILITÉ DU TERRAIN MOU.

Nous avons vu, page 14, qu'un terrain mou, imbibé d'eau, réagissait à la pénétration oblique d'une masse douée de mouvement dans des conditions plus voisines de l'hydrodynamique que ne le ferait un terrain dur. En citant l'exemple de la balle de fusil, nous aurions pu citer aussi l'exemple du galet que l'enfant fait ricocher dans l'eau et qui ricocherait de même sur une mare de boue ou un terrain très mou. Notre nappe n'a pas ricoché, parce qu'avant d'avoir pu le faire, elle avait été stabilisée par son frottement sur le fond de sa cuvette et par le rempart de terre qu'elle élevait de plus en plus en avant d'elle. Nous avons vu que la composante verticale V de la force vive a servi à créer la déformation verticale de la cuvette. La composante H s'est usée en frottements et en résistances diverses et a appliqué aux masses de terre refoulées une pression sensiblement horizontale, peut-être légèrement ascendante ou descendante, mais sans excès. Cette pression, à son tour, peut être réduite à ses deux composantes horizontale et verticale; la verticale, assez petite, sera forcément absorbée d'une façon ou d'une autre par la réaction d'un sous-sol situé à une profondeur inconnue et qui n'a pas bougé. La composante horizontale a amené la migration du

représentent le travail interne de la nappe; l'autre partie de la réaction du frottement sur le fond se propage avec le déplacement des terres et se retrouve en travaux divers (creusement de la cuvette, frottements (interne et sur le fond) des terres en progression, élévation des gonfles, travail effectif ou latent de compression etc.), et exprimerait l'équation « à la conservation du travail » de l'élément terreux

Travail externe de la nappe = Travaux terreux.

terrain mou qui chercha à conserver sa masse en fuyant là où il pouvait, c'est-à-dire en avant et vers le haut. D'où la création de ces plissements typiques que j'appellerai, comme M. le Dr A. Jeannet¹, du terme local vaudois expressif de « gonfles ».

Pour commencer, cherchons ce qu'il en est de la compressibilité propre de ces terrains. Il est évident, en effet, que si le terrain mou était très fortement compressible, c'est-à-dire si sous la pression il pouvait diminuer très sensiblement de volume, il n'aurait pas fui vers le haut et les gonfles ne se seraient pas formées. Dans l'ancienne surface topographique de la plaine que nous avons vu composée d'un plan dominé par un plateau de déblai, la nappe a creusé une cuvette que nous estimons, d'après les recherches de conservation de masse de l'élément rocheux, à environ 200 000 m³. Ces 200 000 m³ occupés jadis par du terrain mou doivent se retrouver quelque part, soit intégralement si le terrain est absolument incompressible, soit en partie si le terrain est plus ou moins compressible. Or le volume saillant des gonfles, le volume créé, déterminé avec tout le soin que permet la carte, est d'environ 222 000 m³, soit, contre toute attente, supérieur au volume de la cuvette. Cherchons la raison de cet excès de 22 000 m³ du volume des gonfles.

A cet effet, et pour ne pas laisser subsister le doute que la détermination du volume de la cuvette est entachée d'une erreur grave, je donnerai ici les résultats de nivellements comparatifs faits de suite après le soulèvement des gonfles en juin 1922 sur un des trois alignements de piquets observés. puis renouvelés en 1923, 1924 et 1927 sur les piquets restants.

Dès le premier mois, les gonfles se tassent et jusqu'en mai 1923 le tassement continue, sur tous les piquets, aussi bien sur ceux plantés dans le terrain mou des gonfles que sur ceux qui sont sur le plateau de déblai et sur les repères marqués sur quelques blocs de la nappe. A partir de mai 1923, il y a tassements ou exhaussements faibles; le terrain cherche encore lentement un meilleur équilibre. Le tableau Fig. 5 Pl. II donne pour diverses périodes les chiffres relatifs à di-

¹ A. JEANNET. — Les glissements de terrain de Bougy-Villars. — *Journal de Morges*, 4 février 1910.

vers piquets indiqués en position sur la carte Pl. I. Il nous suffit ici de savoir que le tassement observé moyen entre les deux premiers nivellements, rapporté à l'ancien niveau hydrostatique probable 376,00, est de 10 % pour l'ensemble des piquets des gonfles; si ce chiffre paraît exagéré et que nous ne prenions comme valeur que les deux tiers pour l'ensemble des gonfles, on est pourtant obligé d'admettre que le tassement enregistré à partir de juin 1922 avait commencé dès mars, et en extrapolant jusqu'à la date du soulèvement on revient facilement à un tassement minimum moyen de 10 %. Le pourcentage intervient du reste peu; ce qu'il importe de savoir, c'est que ce tassement implique un foisonnement préalable du terrain sous l'effet de la compression, c'est-à-dire qu'au lieu d'avoir eu contraction de volume dans les gonfles, il y a eu relâchement de la structure des terres. En recherchant le volume perdu par les gonfles pendant la première année de tassement, on obtient le chiffre de 17 000 m³. Si l'on remarque de plus que le tassement n'a pas pu être enregistré dès le début, quoique le nivellement d'une polygonale de levé faite en avril 1922 sur les gonfles ait indiqué quelques tassements locaux dont un de plus de 100 cm., on voit que le volume perdu par tassement est très voisin des 22 000 m³ de différence trouvés entre le volume de la cuvette de la nappe et le volume apparent des gonfles.

Ce phénomène certain de foisonnement causé par la compression est à vrai dire analogue à celui de la charrue qui morcelle la terre; les grains de limon qui avaient acquis lors du dépôt en eau calme et sous surcharge d'eau une certaine concentration ont dû, lors du refoulement, être imbriqués les uns dans les autres et les minimes déplacements intimes qu'ils ont subi, en les écartant légèrement les uns des autres, ont créé le foisonnement. A la suite de l'action lente de leur poids et des eaux de pluies, ces grains, en se recondensant, ont produit le tassement général enregistré.

Dans l'avant-pays, à l'Ouest de la route, là où le relief des gonfles vient à mourir, mais là aussi où la pression arriva très atténuée, le niveau moyen est monté de quelques décimètres, sans que cela apparut, et le volume saillant correspond lui aussi presque exactement au volume déplacé entre l'arc actuel de la route et son ancien emplacement rectiligne.

La conclusion de ceci est que le terrain s'est comporté comme un terrain incompressible, et rien ne paraît absurde à cela puisque nous avons affaire à un terrain éminemment imbibé d'eau; cette eau occupait à l'état latent tous les pores laissés entre les grains de limons. Incompressible mais déformable, ce terrain aurait des qualités voisines de celles de l'eau et là encore nous pourrions tirer de cette analogie un indice sur la forme du fond du volume déplacé (que j'appelle sur les profils Pl. II « surface de décollement »), la forme de cette surface de profondeur qui n'a pas bougé. Elle doit, comme le fond de la cuvette de la nappe, ne pas s'enterrer vers l'avant, mais au contraire s'élever.

Du point de vue mécanique, les recherches indiquent que le gros travail de déformation de l'élément terreux est le travail de frottement, et on sait que le travail de frottement est fonction de la charge qui progresse sur la surface de frottement, ou si on veut aussi de l'épaisseur de la surcharge. En posant l'équation « à la conservation de l'énergie » à l'élément terreux :

Travail extérieur de la nappe = Somme des travaux de déformation et de frottement dans l'élément terreux,

on aura une limite à la profondeur de la surface de décollement, en fonction du coefficient de frottement.

On a vu (p. 18) que le travail extérieur de la nappe était de 21 200 000 mt. Des travaux de déformation, on peut calculer :

le travail d'élévation des gonfles	673 000 mt
le travail de compression de l'avant-pays	1 640 000 mt
(environ son travail d'élévation)	2 313 000 mt

ces 2 313 000 mt soustraits de 21 200 000 mt donnant un travail de frottement d'environ 19 000 000 mt.

L'équation du travail total de frottement de l'élément terreux serait donc :

$$19\,000\,000\text{ mt} = F'' \times \text{Volumes des déplacements}^1$$

¹ Pour chaque élément de masse déplacé vers l'avant d'une longueur d , et puisque les gonfles ont sailli, d'une hauteur h , surchargé de P tonnes proportionnel à l'épaisseur inconnue, on aura un travail de frottement élémentaire de

$$P \times (d+h) \times F''$$

où F'' est le coefficient de frottement terre humide/terre humide. Or P est

Le choix rationnel de F'' , coefficient de frottement, se ferait, ou bien en expérimentant au frottement des échantillons du terrain d'Arvel, ou bien en recherchant dans la bibliographie du sujet l'angle moyen du talus naturel d'éboulement de limons imbibés identiques. Mes premiers calculs indiquent une épaisseur moyenne de l'élément terreux au-dessus de la surface de décollement ne dépassant pas les 10 mètres.

Nous précisons donc, par ce qui précède, que le phénomène de plissement ne peut être profond; il n'a pas de racine. Nous avons vu en outre que la poussée exercée par la nappe était tangentielle et ne plongeait pas. Nous sommes donc dans des conditions assez semblables à celles des expériences qu'Alphonse Favre faisait en comprimant ses bandes d'argile, notre tranche de 10 mètres d'épaisseur et de quelque 400 mètres de long et de large étant même comparativement plus mince que les siennes. Mais à Arvel, l'application de la poussée a été brutale alors qu'Alphonse Favre la faisait agir lentement, et l'inertie jouera à Arvel un rôle freineur à la propagation de la poussée: les plis d'Arvel s'amortiront rapidement vers l'avant (sinusoïde amortie).

TECTONIQUE DE L'ÉLÉMENT TERREUX.

Route, canal et hangars.

Dans la description rapide du début, nous avons vu qu'en avant des gonfles principales passait une route primitivement droite Y_1 - Y_5 (Pl. I) longée du côté Est par un canal d'assainissement Z_1 - Z_4 . Après le plissement, la route formait un arc $Y_1 Y_2 Y_3 Y_4 Y_5$ où l'on voyait de Y_1 en Y_2 des bourrelets transversaux (Pl. IV Fig. 10) de ballast de 15 à 20 cm. de haut, indiquant nettement que ce tronçon a subi une compression. Par contre, au Sud de Y_3 des crevasses larges et profondes indiquaient une extension (Pl. IV Fig. 8 et 9).

Jusqu'à plus de 120 mètres au Nord de Y_1 , une canalisation d'eau qui longeait la route à l'Ouest et aboutissait au hangar « Saxon » V, était télescopée, tordue en boucle ou rompue en ciseaux. Elle a subi également une compression. Le

donné en chaque lieu, à une certaine échelle fonction du poids spécifique, par l'épaisseur inconnue qu'on approcherait par essais successifs; $(d+h)$ est un multiplicateur variable qui composé à P donnerait une hauteur élémentaire d'un volume fictif dit « volume des déplacements ».

déplacement que le redéveloppement de cette canalisation indiquait, composé au déplacement vers l'Ouest' de la route en face de W, donne la direction et la longueur du déplacement total; il est oblique sur les faces du hangar. Il a donné à la fosse à purin W, en dalles de Sembrancher, une déformation diagonale en coussin. Le hangar a subi la même déformation qui, répercutée dans les feuilles d'éternit de sa couverture, les a fait sauter diagonalement.

On a vu que le déplacement des voies de S_2' à S_2 , à l'aile Nord de la nappe, était environ WNW et on verrait que le déplacement des constructions voisines est de même direction. De ces constructions au hangar « Saxon » où le déplacement est NW, le déplacement change donc de direction, sans varier beaucoup de longueur, ce qui implique dans cette zone une rotation d'ensemble autour d'un centre situé au Nord des constructions.

De Z_2 à Z_4 , le canal est écrasé. Complètement refermé de Z_2 à Z_3 , il en restait un indice plus au Sud. Le déplacement des hangars T et U, important vers l'Ouest directement, et les déplacements locaux mesurables de la route, montrent que cette zone Z_2 - Y_2 a subi une translation vers l'Ouest et une petite rotation autour d'un point situé assez loin au Nord.

Par contre, à partir de Y_3 vers le Sud, la route est déplacée vers l'W, WSW et SW, indiquant une rotation autour d'un point variable situé au Sud.

La figure 4 Pl. II est une représentation nouvelle de l'ensemble des déplacements. On y voit deux faisceaux de lignes; le faisceau ponctué représente la direction des déplacements, c'est une sorte de faisceau de lignes d'écoulement; le faisceau continu, qui ressemble à une surface topographique, mais qu'il ne faut pas confondre avec elle, représente en chaque point en mètres la valeur de ce déplacement¹.

Décrochements principaux.

Repérée par quelques crevasses béantes et des étirements nombreux, il passe à travers les gonfles, d'un point 28 situé

¹ On a employé comme bases de cette figure les déplacements reconstituables de la route, d'un chemin, des voies et des constructions. Ces déplacements ne se rapportent qu'aux points de la surface de l'élément terreux. Il faut y remarquer surtout l'expression en escalier des décrochements et le recouvrement des courbes dans les chevauchements.

au bord de la route, par 18-6-7 et 36 au SE, une ligne de décrochement ou de rupture de l'axe des plis.

Un autre décrochement moins apparent, mais cependant marqué par un boudin laminé de terre fraîche, passe d'un point 29 près de la route par 32-2-33-34 en direction ESE-WNW.

Ces deux décrochements limitent, en avant du plateau de déblai 34-33-2-3-4-42-6-40-39, le triangle d'une gonfle large et régulière 2-3-4-5-6 et de deux plus petites 27 et 26. Le tronçon de route compris dans ce triangle a avancé, avons-nous vu, à peu près sans rotation, vers l'Ouest, alors qu'au Nord et au SW le terrain tournait comme s'ouvre une porte à deux vantaux.

Derrière ces gonfles, le plateau de déblai est resté presque intégralement massif, non plissé, à peine rompu, quoiqu'il ait été déplacé de plus de 60 mètres. (Profils IV et V Pl. II). Il a légèrement basculé dans son ensemble, élevant son front W et baissant son arrière SE; comme il s'est tassé également au cours de la première année, il repose sur du terrain foisonné. Il a subi, outre une translation vers l'Ouest, une rotation autour d'un centre situé au NNE; les décrochements secondaires 4 et autres, dans les gonfles, et les décrochements 41-42 et 39-40 de sa partie basse SW, le montrent.

La tectonique de ce triangle, cœur de la tectonique générale des gonfles, s'explique simplement par l'avancement avec rotation du plateau de déblai formant radeau, attaqué postérieurement par la pression de la nappe (plus grande au SW qu'au NE d'après ce que nous avons vu de la différence de répartition), des éboulis et des efforts, et enfonçant son coin dans les prés.

Cherchant à tourner vers le NW sous l'action de la pression décentrée de la nappe, il a rencontré la réaction de toute une région Nord; alors que cette région Nord tournait autour d'un centre proche, tout en se détendant, se crevassant transversalement et se plissant d'une grosse gonfle régulière 1-2 et d'autres 32-32' et 34'-35, le triangle du plateau de déblai était rejeté vers l'Ouest en fuyant le long du décrochement sous compression 29-32-2-33-34. Le rejet de ce décrochement, nul sur la route, devient graduellement plus fort vers l'Est et atteindrait en 34 enseveli sous la nappe une douzaine de mètres. Les boudins striés de terre fraîche apparus sur sa trace se retrouvaient dans d'autres décrochements

secondaires sous compression; la striation qui était verticale n'implique nul mouvement vertical des deux mâchoires, mais seulement le mouvement ascendant des écailles expulsées sous forme de bourrelet.

Le contact du front du plateau de déblai et de la gonfle 2-3-4-5-6 se fait par redressement ou pli-faille inverse du jambage SE de la gonfle (Profils V et IV Pl. II), pour ce qu'on peut en observer directement. Mais deux considérations nous montrent que ce contact marque un refoulement violent. Avant le plissement, le point 106 sur le plateau et le point 109 dans les prés avaient des cotes respectives de 383 et 377 indiquant une différence de niveau de 6 mètres; après plissement, leur cote était de 382,7 et 384, donnant une différence inverse de 1,3 m.; le déplacement vertical relatif de 109 par rapport à 106 est donc de 7,3 m. D'autre part, deux points 43, sur le plateau, et Z₂, au droit du canal, se déplaçaient respectivement vers l'avant de 60 et 32 mètres, soit relativement de 60 — 32 = 28 mètres; leur écartement actuel étant 60 mètres, la compression de la cape d'humus et d'herbe serait

$\frac{28}{28 + 60} = 32 \%$, compression qui aurait dû bouleverser cette cape, ce qui est moins le cas ici qu'ailleurs. Selon moi, le soulèvement de 7 mètres de la nappe est produit, non seulement par une contraction du terrain entre le plateau et la route, mais par une poussée ascendante venant d'une masse en forme de coin poussée par le plateau sous la gonfle, masse dans laquelle doit se trouver une partie du jambage SE de la gonfle.

A partir du décrochement principal 28-6-7-36, que les crevasses montrent bien être sous extension, les gonfles ont d'autres caractères. (Profils VI et VII Pl. II.)

Du point 12, à partir du décrochement 7-36 sur lequel se superpose une avance considérable de la nappe qui bouleverse et recouvre la voie, une large et haute première gonfle court vers le Sud en supportant la voie (Pl. IV Fig. 11 sous les poteaux); son jambage Est plonge sous la nappe qui semble reposer, sans fort charriage, sur une autre gonfle ensevelie en P.

Accolée à la gonfle 12, une gonfle 11, fortement déversée en avant et rompue sur sa charnière (Pl. IV Fig. 7), est charriée de 0 à 6 m. sur le bas de son jambage Ouest très

peu incliné vers l'avant (Pl. IV Fig. 3 droite et Fig. 4 et 6 gauche).

En avant d'elle, on rencontre une longue gonfle 10-9-8-7-6 (Pl. IV Fig. 5, Fig. 3 gauche et Fig. 4 et 6 droite), qui naît, très étroite, d'un nœud de confluence 10, et s'élève et s'élargit vers le Nord jusqu'à rejoindre la gonfle 6-42... qui en est la suite normale. Cette gonfle, avec la gonfle 13-14-15' accolée à son jambage Ouest, est traversée de plusieurs crevasses, généralement faiblement décrochées, et entre 7 et 6 est ouverte d'une façon complexe sur sa charnière. Dans ce tronçon, elle a subi un violent étirement à cheval sur le décrochement sous extension principal 6-7-36. Le tronçon 7-8 13-14 est accidentellement déprimé, le levé de la carte y ayant été fait après un tassement prématuré de plus d'un mètre.

Plus en avant, on a une ligne de gonfle secondaire 16-17-18.

Plus loin, vers le SW, surgissent une ample gonfle 19-20-21 et une autre 22-23 très avancées par rapport aux précédentes. La surface topographique des déplacements (Pl. II Fig. 4) montre dans l'avant-pays, à plus de 200 mètres à l'Ouest de la route, l'apparition en LF d'un accroissement imprévu de déformation, sorte de prédisposition à la formation d'une gonfle. De l'écartement exagéré selon moi du dernier groupe de gonfles et de la présence de cet embryon de gonfle LF, je conclus à la manifestation superficielle de la présence de sorte de lames de fond, et ceci base en partie mon hypothèse de la forme en vasque de la surface de décollement (p. 14) inspirée des conditions hydrodynamiques.

EXPOSÉ SUCCINCT DE L'INTERPRÉTATION DE L'ÉCROULEMENT.

Un pan rocheux de 600 000 m³, tranché depuis quelques années de la masse de la montagne par un groupe de diaclases évasées vers la plaine, s'est écroulé sur les chantiers en gradins, se morcelant en éboulis et formant un talus d'éboulis régulier dont le front a attaqué le sol très mou et imbibé de la plaine, en s'y déversant sous forme d'une nappe, qui s'est stabilisée en formant un vallum arqué. De la cuvette formée par cette nappe, les terres ont flué vers l'avant, la pression de celles-ci et de la nappe provoquant sur le front la formation d'une série de « gonfles » arquées, très crevassees. Les déplacements et plis n'intéressent qu'une tranche peu

épaisse de terrain. Dans cette tranche, mobile sur une surface de décollement en profondeur, un plateau de déblai formant radeau rigide a avancé, écartant de part et d'autre les deux ailes des gonfles. Le pourtour de déformation nulle s'étend à 250 mètres en avant de la route, enfermant une superficie de 18 ha.

§ 6. Phénomènes accessoires.

VIBRATIONS SPASMODIQUES. — Deux témoins de sang-froid qui se trouvaient près du hangar « Saxon » lors du plissement des gonfles, ont assuré avoir ressenti, à l'instant du plissement, quelques vibrations spasmodiques en plus du déplacement d'air. Ce fait correspond bien à l'hypothèse d'un glissement général du terrain plissé sur un sous-sol fixe; on les expliquerait comme des alternances d'accélération violente et de ralentissement dans le cheminement vers l'avant de la cape de terrain mou, après chaque victoire de la force vive venant de la montagne contre des accumulations instantanées de quantité de frottement venant de la plaine.

INERTIE. — L'inertie du terrain mou qui selon moi (p. 22) a rapidement freiné la progression des efforts et causé la forte élévation des gonfles est bien montrée par deux faits; les montants d'angle du hangar en bois T reposaient sur des bornes qui se sont trouvées après le plissement, à 50 centimètres en avant des montants; de même, le hangar « Saxon » V, qui reposait sur un cadre en béton, est resté et s'est déversé en arrière du cadre, vers l'Est. Enfin, les divers câbles du téléphérique se sont tous rompus à leur attache inférieure en U, alors qu'une traction lente se serait fait sentir plus fortement aux attaches supérieures, au-dessus de la paroi, puisqu'il y avait là la surcharge du poids du câble.

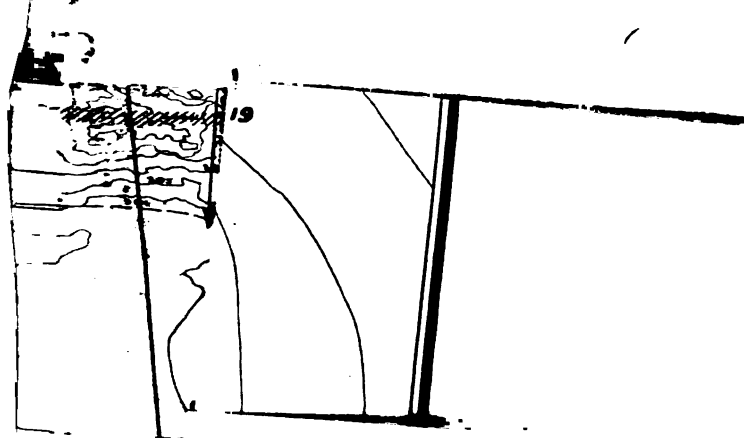
GLISSEMENT INTIME. — En parlant du travail de glissement des terres de l'élément terreux, on pourrait faire remarquer que de la surface de décollement à la surface extérieure, toutes les couches de terrain n'ont pas progressé de la même quantité; des glissements intimes de couche à couche sont marqués par l'inclinaison de nombreux poteaux (Pl. IV Fig. 3, 4, 6, 9, 11) ne correspondant pas à la perpendiculaire aux plis

sur lesquels ils sont; l'encastrement n'est pas normal mais incliné.

COEFFICIENTS DE FROTTEMENT. — L'étude mécanique complète d'un tel éboulement dépend en premier lieu de la connaissance des coefficients de frottement; les connaissant, on pourrait tirer des équations dynamiques les inconnues géométriques comme la profondeur de la surface de décollement. Pratiquement, il n'y a qu'une manière de les connaître: c'est de rechercher dans le plus possible des éboulements connus quels ont été les angles de pente des talus naturels de dépôt des flux rocheux, ébouleux, terreux ou limoneux; mais il faudra toujours tenir compte que ce coefficient de frottement est fonction de la vitesse, et spécialement dans un flux d'éboulis où beaucoup de blocs roulent et ne subissent plus un frottement de glissement, mais un frottement de glissement-roulement moindre. Les glissements lents d'une certaine envergure de limons surchargés d'eau à l'air libre (Lac Ritom) et les mouvements lents de montagnes (éboulement du Motto d'Arbino ¹) donneraient les coefficients de frottement de glissement.

¹ Actuellement effectué.

Ph. CHOFFAT, ingénieur.
Grand-Lancy, Genève.





Extrait du : *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*
 Vol. 57 1929 N° 223

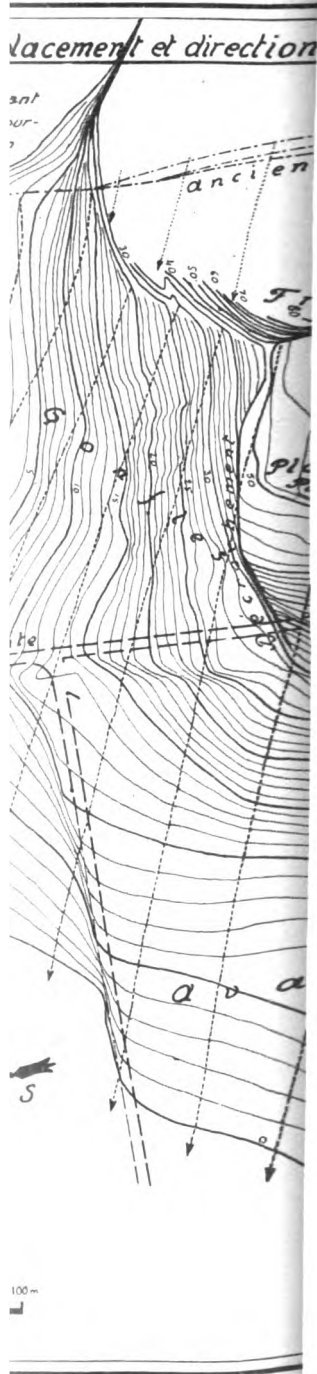




Photo. E. Francioli, Montreux.

Fig. 1. Escarpement vu du NW le 14 mars 1922 avant l'éroulement.



Photo. Ph. Choffat.

Fig. 2. Paroi vue du même point en 1927 après l'éroulement.

THE
NEW YORK
PUBLIC
LIBRARY
ASTOR LENOX
TILDEN FOUNDATION

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE,
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE
(SUISSE)

Bulletin No. 44

E. W. K. ANDRAU

LA GÉOLOGIE
DU PIC CHAUSSY
ET SES ABORDS



AMSTERDAM

D. B. CENTEN'S UITGEVERS-MAATSCHAPPIJ

1929

INTRODUCTION

La région, dont nous avons entrepris l'étude géologique est située dans la vallée des Ormonts, au-dessus du Sépey. Elle comprend, sur la feuille 470 de l'Atlas topographique de la Suisse au 1 : 25.000 (feuille „Les Ormonts"), toute la partie qui n'a pas été levée par A. JEANNET (48). Notre territoire est donc presque entièrement au N. de la Grande Eau et à cheval sur le col des Mosses, qui sépare les bassins hydrographiques du Rhône et du Rhin.

Il comprend le massif du Chaussy et celui du Mont-d'Or séparés par le profond ravin de la Raverettaz.

Le Mont d'Or appartient à la grande nappe des Préalpes médianes, dont il représente le bord radical. Il est presque entièrement formé de Trias, faisant suite à celui que JEANNET a décrit dans la Grande Eau, en se reliant à celui du Rubli-Gummfluh, qu'a étudié F. JACCARD (31).

La Pointe de Chaussy (2355 m.) est la sommité la plus occidentale de la chaîne de la Tornettaz, qui se poursuit vers l'E. jusqu'au col du Pillon. Elle est formée essentiellement de Flysch appartenant à une zone que l'on peut suivre en gros jusqu'au Lac de Thoune et qu'on nomme communément la *zone du Flysch du Niesen*. Mais il n'est pas certain que cette zone soit faite d'une seule unité tectonique, et que le Flysch du Niesen soit bien le même que celui du Chaussy. C'est pourquoi, nous avons préféré dans notre mémoire le terme de Flysch du Chaussy, qui a l'avantage de ne rien préjuger.

A la base du Chaussy s'intercale dans le Flysch une bande de terrains triasiques et liasiques, qui s'enfonce dans la masse de la montagne. Elle détermine à l'W. de la pointe le plateau des Voëttes, qu'elle domine encore d'une haute paroi boisée. Vers le N., elle s'abaisse jusque dans la vallée de la Raverettaz, puis se recourbe sous le Flysch d'Aigremont. Cette zone liasique se rattache nette-

ment aux *Préalpes internes* et dans une note récente (56), M. LUGEON l'a identifiée au lambeau de recouvrement du Chamosaire.

Nous exposerons d'abord la stratigraphie de chacune de ces unités tectoniques, *Préalpes internes*, *Flysch du Chaussy* et *Préalpes médianes* (Mont d'Or), puis nous ferons la description géologique détaillée de notre territoire, région par région.

Des essais d'interprétation des faits observés à la fin de chaque chapitre nous amèneront à montrer la tectonique de l'ensemble et les rapports que soutiennent entre elles les diverses unités.

STRATIGRAPHIE

I. — Préalpes Internes.

Nous avons vu qu'une bande de terrain liasique s'introduit dans la masse du Flysch, au pied du Chaussy, et s'incurve, dans son ensemble, comme une voûte pour plonger au N. et se recourber plus bas vers le S. sous le massif d'Aigremont. Cette zone se rattache au complexe des Préalpes internes.

Elle est formée de deux séries différentes, superposées et séparées par du Trias. En bas, la *série d'Oudieux*, épaisse et continue, en haut, la *lame de Murgaz*, qui s'égrène en lentilles elles-mêmes fracturées.

A. SÉRIE D'ODIOUX

Cette série inférieure, recourbée et tordue sur elle-même, est constituée dans son ensemble par un *pli couché*, à flanc renversé, réduit, mais bien distinct. Le cœur en est formé d'une série schisteuse et calcaire, dont nous tenterons d'établir l'âge liasique et il est entouré au-dessus, au-devant et au-dessous, d'une masse de schistes argileux aaléniens, qui sont le niveau le plus élevé de la série.

Dans la région du socle du Chaussy, on ne peut définir nulle part la base stratigraphique de la série; dans son cœur n'apparaît nulle part le Trias ou le Rhétien.

Mais ces étages inférieurs, comme nous l'avons déjà rappelé, ont été signalés par M. LUGEON (56) dans la Gorge du Torrent du Plan, qui descend du Creux d'Ayerne, au pied de la Cape au Moine, pour rejoindre la Grande Eau, à l'extrémité orientale du village des Diablerets. C'est donc dans ce torrent qu'il nous faut chercher une coupe précisant la base de notre série.

§ 1 — Torrent du Plan.

Partons, pour le remonter, du pont de Follaz, à 1205 m. d'altitude. En ce point-là, on voit affleurer sur la rive droite, au bord du chemin, les schistes noirs aaléniens, que nous aurons plus loin l'occasion de décrire en détail. Ils sont surmontés par une série de calcaires schisteux et siliceux, gris noirâtre, jusqu'à l'altitude de 1210 m. Là, un contact net et brusque y superpose un complexe de calcaires noirs, lités en couches de 0,8 à 0,10 m., dont l'ensemble a 4 à 5 m. d'épaisseur et qui plonge légèrement vers le N. Ces couches semblent être du Lias.

Elles sont dominées par une série triasique: d'abord, des marnes bariolées, puis du calcaire dolomitique, qui forme de petits rochers sur les deux berges, enfin de la cornieule, affleurant sur la rive gauche, à l'altitude de 1223 m., sur une épaisseur de deux mètres environ. A la base, elle contient de petites enclaves de marnes rouges, qui disparaissent dans le haut pour faire place à des cailloux de calcaire dolomitique. La cornieule est surmontée et même complètement enveloppée sur la rive droite de calcaires dolomitiques, épais de 3 à 4 m., que recouvrent de nouveau les marnes bariolées, riches en petits cristaux de pyrite.

A l'altitude de 1240 m., juste en amont du pont, sous la cascade du Dard, apparaît le Rhétien, sans contact visible avec le Trias, d'une épaisseur de 3 à 4 m. M. LUGEON y a récolté *Aricula contorta*, Portl. Il est immédiatement recouvert, avec une limite des plus nettes, par une série de schistes calcaires et siliceux, gris noirâtre, qui forment la cuvette au pied de la grande cascade du Dard, où s'arrête le chemin. La chute elle-même, d'une quarantaine de mètres, est faite sur sa plus grande hauteur de la même série schisteuse; mais au sommet, elle passe à une alternance de couches, plus compactes bien que toujours schisteuses, qui forment surplomb, déterminent la cascade et se poursuivent plus haut, dans une gorge étroite et abrupte, coupée de nombreuses chutes.

Cette gorge est inaccessible, mais on peut rejoindre le torrent plus haut, vers 1360 m.; on le trouve là, taillé dans de gros bancs de calcaire siliceux. Plus haut encore, le pont de la Combaz (1410 m.) franchit le ravin élargi sur l'Aalénien.

Nous avons donc traversé depuis le pont de Follaz une série

renversée et une série normale. La cornieule du Trias en marque le noyau. Au-dessus du Trias, le flanc normal est formé de Rhétien, d'une formidable série schisteuse, puis de calcaires siliceux, enfin d'Aalénien. Dans le flanc renversé, on ne retrouve pas les calcaires siliceux; la série schisteuse, ainsi que l'Aalénien, sont réduits. Ce sont évidemment des effets de l'écrasement tectonique.

C'est tout ce que peut nous apprendre le torrent du Plan, touchant la stratigraphie de la série d'Oudioux. Reprenons-la dans le territoire de notre carte, où nous trouverons de nouveaux détails. Mais nous pouvons déjà confirmer la brève conclusion de M. LUGEON, relative à cette série: „Comprenant du Rhétien et de l'Aalénien, il est probable que tout le Lias y est représenté.” (56).

§ 2 — Torrent des Petits Viaux.

La seule coupe un peu complète que nous offre notre région de la série d'Oudioux, est celle du torrent des Petits Viaux. Il traverse toute la lame, à l'E. du plateau des Voëttes, et se jette dans la Grande Eau, au-dessous du Rosex, sous le nom de *ruisseau des Fontaines*.

Dans sa partie supérieure, au-dessus d'Abériaux, il est formé de plusieurs branches. La plus méridionale, entre les Grands Viaux et les Petits Viaux, est celle qui se prête le mieux à une coupe détaillée; mais nous devons passer dans la branche médiane, qui descend à l'W. de Lemettaz, pour observer le haut de la série.

Remarquons d'abord qu'au S.E. d'Abériaux affleure l'Aalénien du flanc renversé de notre lame. Puis montons à partir d'Abériaux la branche méridionale du torrent.

Nous sommes dans un cône de déjection, jusqu'à l'altitude de 1360 m., puis sur l'éboulis, jusqu'à 1380 m. Là apparaît la roche en place.

1) 1380—1400 m.

Calcaires noirs à pâte compacte, non lités, veinés de calcite, formant rocher abrupt sur la rive gauche.

Contact net avec

2) 1400—1460 m.

Schistes calcaires noirâtres, très siliceux, en minces plaquettes irrégulières. Passage graduel à

- 3) 1460—1470 m.
Masse de calcaire noir, compact, très siliceux, légèrement micacé.
Dans le haut, des parties schisteuses apparaissent et l'on passe graduellement à
- 4) 1470—1480 m.
Schistes calcaires siliceux, semblables à 2) mais avec alternances de parties plus compactes et plus tendres, comme dans le haut de la cascade du Dard, au torrent du Plan.
Passage graduel à
- 5) 1480—1500 m.
Masse de calcaires noirs micacés, siliceux, à pâte grenue, renfermant de menus débris dolomitiques et de rares bélemnites indéterminables.
Passage rapide à
- 6) 1500—1510 m.
Masse calcaire à grain très fin, très siliceux, sans mica.
Passage graduel à
- 7) 1510—1520 m.
Alternances régulières de calcaires grenus, plus ou moins schisteux, en lits de 0,15 m. d'épaisseur. Le tout est gris-bleu foncé et légèrement micacé.
Passage assez brusque à
- 8) 1520—1530 m.
Masse de calcaires siliceux micacés, à débris dolomitiques semblables à 5.)
Passage rapide à
- 9) 1530—1560 m.
Alternances analogues à 7), mais plus irrégulières, où les parties schisteuses dominent.
Passage rapide à
- 10) 1560—1570 m.
Calcaires siliceux grenus, roussâtres à l'extérieur, bleu-foncé à la cassure, en bancs de 0,20 à 0,30 m. marqués par des parties plus siliceuses, qui augmentent d'importance vers le haut et deviennent des rognons siliceux.
Passage graduel à
- 11) 1570—1580 m.
Mêmes calcaires avec lits de silex; sombres à la base, ils deviennent vers le haut plus clairs à la surface, avec trainées en saillie de silex lenticulaire, jaunâtres.

A cette altitude de 1580 m., les éboulis cachent la coupe et nous passons non sans peine dans la branche médiane du torrent.

Là, nous retrouvons le calcaire à silex, assez uniforme, en bancs bien délimités, qui montent jusqu'à une cascade, à l'alti-

tude de 1610 m. La chute du torrent se fait encore sur les calcaires à silex et plus haut le talweg est envahi d'éboulis; mais sur la rive gauche, au-dessus de la cascade, affleure un rocher de calcaire spathique siliceux, bien lité, clair, jaunâtre à la surface. Vers 1650 m., affleure l'Aalénien, épais ici d'une vingtaine de mètres seulement et recouvert immédiatement par le Flysch de base du Chaussy.

Nous avons ainsi la coupe presque complète de la série d'Oudioux, entre l'Aalénien du flanc renversé et celui du flanc normal.

A la base, entre 1380 et 1560 m., 1) à 9), c'est une série particulièrement schisteuse, sombre, avec pourtant d'importantes masses de calcaires noirâtres. Il est probable qu'une partie de cet ensemble appartient au flanc renversé, comme nous l'avons vu au torrent du Plan. Mais ici, aucune trace de Rhétien ou de Trias ne nous en donne la preuve. On peut se demander pourtant si les assises de calcaire à débris dolomitiques, 5) à 8), ne représentent pas le cœur de l'anticlinal, et donc le niveau stratigraphiquement inférieur de la série schisteuse. En l'absence de fossiles déterminables, le problème reste ouvert. Il faut remarquer cependant que ces assises ne se trouvent pas dans le torrent du Plan où le Rhétien est immédiatement recouvert de couches schisteuses. Les mêmes assises qui, à partir du torrent des Petits Viaux, s'effilent vers le N. W., se retrouvent beaucoup plus loin, dans le torrent qui descend au N. d'Oudioux, à l'altitude de 1580 m. Ils sont là isolés par de minces éboulis et l'on ne peut rien dire de leur position stratigraphique, si ce n'est qu'une trentaine de mètres plus haut, comme ici, affleurent les calcaires à silex.

Nous considérerons donc plutôt tout cet ensemble inférieur 1) à 9) comme une seule masse, essentiellement schisteuse et foncée, avec des variations verticales, et sans doute horizontales, de faciès. Sa position au-dessus du Rhétien dans le torrent du Plan indique qu'elle représente très probablement le Lias inférieur; mais c'est le seul indice que nous ayons de son âge.

La série qui fait suite, composée de calcaires grenus à silex, 10) et 11), semble appartenir au Lias moyen, sans qu'on en aie d'autre preuve que sa position, et son faciès identique au

Pliensbachien-Domérien de la zone extérieure des Préalpes médianes (Meillerie, Montreux, les Bruns, etc.).

Au-dessus, visible dans la branche médiane du torrent, vient une assise de calcaire spathique siliceux, mieux développée du reste en d'autres points, où elle est pétrie de Bélemnites. Elle paraît appartenir au Toarcien, car elle est immédiatement surmontée par l'Aalénien.

Nous avons donc ainsi une division approximative de la série d'Oudiuix, dont nous pouvons maintenant décrire brièvement les différents niveaux.

§ 3 — Diagnoses des niveaux stratigraphiques.

I — *Trias*

Il n'est visible que dans le torrent du Plan, où l'on aperçoit trois niveaux superposés, qui sont de bas en haut:

- a) Cornieule,
- b) Calcaires dolomitiques,
- c) Marnes bariolées.

C'est donc nettement le faciès germanique, comme dans le N. des Préalpes médianes. Il est probable que l'ensemble appartient au Keuper. Peut-être faut-il paralléliser la cornieule avec la Lettenkohle, partie supérieure du Muschelkalk (55, Volume 2, page 594—595, Tabelle de A. Jeannet).

II — *Rhétien*

Dans le torrent du Plan aussi, il n'est formé là que de calcaires noirs, légèrement dolomitiques, à surface blanchâtre, à pâte compacte, avec de minuscules mouches de pyrite. Ils sont régulièrement lités, en petits bancs de 0.10 m., sans délits schisteux. M. Lugeon y a trouvé *Avicula Contorta*, et d'autres lamellibranches indéterminables. Epaisseur 4 à 5 m.

III — *Lias inférieur*

Complexe fort épais de schistes calcaires sombres et siliceux, grenus et assez grossiers, par places légèrement micacés, avec intercalations, à niveaux variables, de masses calcaires, qui peu-

vent atteindre 15 à 20 m. Certaines assises calcaires sont mica-cées ou contiennent des graviers dolomitiques; nous y avons trouvé de petites bélemnites. La plus grande partie de la masse est faite d'une alternance régulière de schistes plus ou moins compacts en couches de 0.15 à 0.20 m., sans limite tranchée. La limite inférieure sur le Rhétien est bien nette dans le torrent du Plan. A la partie supérieure, il y a passage rapide aux calcaires à silex. Cette série semble pouvoir atteindre 150 m. d'épaisseur.

L'âge liasique inférieur n'est donc attesté par aucun fossile caractéristique, mais semble bien probable de par la position du complexe. Le faciès est bathyal, sans être très profond.

IV — *Lias moyen*

Ensemble épais de calcaires à silex, en bancs de 0.20 à 0.50 m., avec parfois de minces délits schisteux. La teinte extérieure est généralement roussâtre ou brônâtre; à la cassure, elle est d'un gris plus ou moins foncé et bleuté. Le grain est assez grossier, fait de calcaire et de silice. Des rognons siliceux forment des traînées en s'éparpillant dans la roche.

Le tout est en somme assez homogène et se remarque de loin comme un niveau distinct, souvent en parois rocheuses, dominant des cônes d'éboulis particulièrement étroits. L'épaisseur est variable et peut atteindre une centaine de mètres.

La limite inférieure n'est pas très nette; il y a passage assez rapide au complexe sous-jacent. Dans le haut, par contre, la limite avec le Toarcien est franche et bien marquée. On peut l'observer au rocher du Sex Blanc, sur le sentier qui monte du Rosex à la Combaz.

Nous n'y avons trouvé aucun fossile. Le faciès est nettement néritique.

V — *Toarcien*

Nous attribuons à cet étage des couches de calcaire spathique siliceux, qui surmontent le Lias moyen. C'est un calcaire clair, finement échinodermique, avec des traînées irrégulières, mais très abondantes de grains sableux roussâtres. Il est régulièrement lité, sans délits, en bancs de 0.10 à 0.20 m. d'épaisseur.

Il détermine un fléchissement de la pente au-dessus des parois

de Lias moyen, tout le long de la bande entre Chersaulaz et Oudioux. Mais c'est à Oudioux qu'on l'observe le mieux. Le chalet d'Oudioux 1699 est construit sur ces couches. Leur surface, bien découpée, s'ondule légèrement et les bélemnites très abondantes s'y montrent en relief. On y trouve aussi divers lamellibranches, indéterminables. On y peut observer aussi le contact avec l'Aalénien. La dernière couche de calcaire spathique n'a pas de traînées siliceuses et les schistes aaléniens la recouvrent avec une limite parfaitement nette et plate.

L'épaisseur de ce Toarcien ne dépasse guère une trentaine de mètres.

VI — *Aalénien*

L'Aalénien est constitué par des schistes noirs, fins et irréguliers, très argileux, micacés, avec fréquents rognons de pyrite. Il forme des épaisseurs importantes. Son aspect est des plus typiques et pourtant assez variable.

Des bancs de calcaire noir, à grands micas, s'y intercalent parfois à la base. En certains endroits, les rognons pyriteux abondent, tandis qu'ils manquent dans d'autres; des lentilles de grès fin, noirs, s'y intercalent par places et peuvent atteindre jusqu'à 4 m. de long. Elles contiennent parfois des ammonites. On trouve aussi des miches de calcaire gréseux, jaunâtre, qui ont 0.10 à 0.30 m. de diamètre. Mais elles peuvent être beaucoup plus considérables. Vis à vis d'Aigremont, au-dessous de la route, une miche énorme apparaît, qui peut avoir 50 m.³; une autre, semblable, fait saillie dans la branche méridionale du torrent de Sous le Cloud, à l'W. des Voëttes, vers 1240 m. Dans La Raverettaz, près de la confluence avec le torrent qui descend des Saves, on voit dans l'Aalénien, de gros cylindres aplatis, de fin calcaire gréseux, jaunâtre et micacé, qui se dressent verticalement dans les schistes broyés. C'est sans doute le résultat d'une action mécanique sur des miches en lentilles, car nous sommes ici tout près d'un plan de faille important, et nous n'avons retrouvé nulle part de semblables formations.

L'âge de ce complexe peut donner lieu à des discussions. A Aigremont, H. SCHARDT l'a considéré comme Toarcien (14, p. 75), se basant sur la trouvaille de *Posidonomya* et de l'*Ammonites*

radians. Mais on sait à quelle confusion cette forme a donné lieu : le type véritable en est Aalénien et l'on ne peut prendre en considération ces déterminations anciennes. Et dès lors, les récoltes de fossiles aaléniens se sont multipliées dans ce complexe en divers points des Préalpes internes.

Dans notre champ d'études, nous n'avons trouvé qu'un petit nombre de fossiles qui sont :

débris de *Coeloceras* (crassum?)

Ludwigia sp.

Posidonomya Bronni

Bélemnites.

* * *

B. LAME DE MURGAZ

La lame de Murgaz repose sur la série d'Oudioux, mais en lentilles, isolées les unes des autres et très fracturées. Elle est formée de Trias à la base et d'un ensemble de calcaires spathiques, dont nous allons voir le détail. L'âge de ces calcaires ne peut pas être déterminé actuellement d'une façon certaine. Nous n'y avons trouvé que des bélemnites et quelques lamellibranches indéterminables. Et dans notre région, aucune trace de Rhétien ou d'Aalénien n'a été trouvée dans cette unité. Cependant, l'âge liasique de ces couches, immédiatement superposées au Trias, est bien probable et la comparaison avec d'autres affleurements des Préalpes internes nous permettra de préciser même cette hypothèse.

La lenticulation de cette lame a pour effet d'en écraser le Trias en plusieurs points. Et l'on aurait même pu croire à une superposition stratigraphique de ces calcaires spathiques sur l'Aalnéien d'Oudioux, si l'on n'avait trouvé une bande de cornieule entre eux dans la région de Combaz de Praz.

C'est du reste le torrent de Combaz de Praz qui peut nous donner la meilleure coupe de l'ensemble de la lame. Nous allons donc commencer par sa description.

§ 1 — Torrent de Combaz de Praz.

Le cirque de Combaz de Praz est taillé dans la face occiden-

ale de la Pointe de Chaussy. Il en descend un ruisseau, qui s'est reusé un sillon profond dans le Flysch et traverse en une série de petites cascades la lame de Murgaz, pour arriver sur le replat aalénien de la série d'Oudioux, dont il suit dès lors le tracé.

Nous allons le remonter à partir du replat aalénien, à 1580 m. Un cône de déjection, que dépose le torrent sur ce replat, nous cache la limite inférieure de la lame et son Trias. Mais la cornieule est bien visible entre l'Aalénien et le calcaire spathique sur la pente buissonneuse qui s'étend sur la rive gauche. A 1587 m., la roche en place apparaît dans le torrent. Nous décrirons les caractères lithologiques de chacun des six ressauts de 6 à 7 mètres où cascade le torrent.

Premier ressaut:

Calcaire gris noirâtre, finement spathique, massif.

2e ressaut:

Ce même calcaire devient plus grossier, se divise en petites couches, de 0.20 m. d'épaisseur. Vers le haut, la teinte devient plus claire et la pâte contient un peu de silice sableuse. On passe au

3e ressaut:

Le calcaire est gris jaunâtre, beaucoup moins spathique et beaucoup plus siliceux.

4e ressaut:

La teneur en silice augmente jusqu'au milieu de la cascade, où elle forme de longues traînées gréseuses et même quelques rognons. Le calcaire renferme des débris dolomitiques. Assez rapidement, sur un mètre d'épaisseur, il perd presque toute sa silice et devient franchement spathique, à grain moyen. Les débris dolomitiques subsistent. La zone de passage nous a fourni une bélemnite.

5e ressaut:

Le calcaire devient de plus en plus grossièrement spathique; dans le haut, les graviers dolomitiques anguleux forment une véritable brèche, qui contient des mouches de pyrite.

Le replat qui domine, long de 5 m., est d'abord fait de la même brèche, qui, vers le fond, voit diminuer le nombre de ses graviers dolomitiques. Au fond de ce replat, on voit une zone de broyage, marquée par le passage de marnes vertes ou noires, micacées et chargées de petits cristaux de pyrite. Ces marnes s'interstratifient irrégulièrement sur une épaisseur de 3 m. entre les couches de calcaire spathique, lesquelles contiennent du reste, comme éléments constitutifs, des débris de ces marnes, associés aux graviers dolomitiques.

Cette zone de broyage traverse obliquement le torrent et on la voit monter dans un petit couloir de la rive gauche.

6^e ressaut:

Gros bancs de calcaires blanchâtres, grossièrement spathiques, avec quelques débris dolomitiques. Sur le replat qui domine, le contact avec le Flysch est masqué par quelques mètres d'éboulis, à l'altitude de 1630 m.

La coupe précédente nous montre donc ce complexe qui n'est pas homogène et que nous pouvons y distinguer des niveaux lithologiques.

Mais la première question à résoudre serait celle de la zone de broyage à marnes vertes. Est-ce une intercalation stratigraphique plus tendre, écrasée par le laminage général de la série, ou bien est-ce un repli des marnes vertes du Trias? Ici même, on ne peut trancher avec certitude la question. Mais dans aucun autre affleurement de la lame de Murgaz, nous n'avons retrouvé une intercalation stratigraphique de marnes vertes. Nous penchons donc plutôt, sans autre preuve, du reste, vers l'interprétation tectonique de cette zone.

Nous pouvons dès lors distinguer dans les cinq premiers ressauts de notre coupe les niveaux lithologiques suivants, qui sont, du reste, mal limités et passent graduellement l'un à l'autre:

à la base,	une partie finement spathique, noirâtre,	env. 10 m.
puis,	une partie siliceuse et spathique, jaunâtre,	10 m.
enfin,	une partie grossièrement spathique, blanchâtre, passant à une brèche à débris dolomitiques	10 m.

§ 2 — Parois de Murgaz et de Tépaz.

Tout au S.E. de notre région, la lame de Murgaz forme de grandes parois de rochers, dont la disposition sera étudiée en détail dans la partie tectonique du mémoire. Les deux plus importantes sont celle de Murgaz, à l'E., et celle de Tépaz, 250 m. plus à l'W. Aucun torrent n'y montre de coupe aussi fraîche que celle de Combaz de Praz. Cependant, on peut observer, dans la paroi de Murgaz, une superposition tout à fait analogue à celle que nous a montrée ce torrent. Des écroulements cachent la partie inférieure et l'on en voit émerger le calcaire siliceux, qui passe

vers le haut au calcaire clair, grossièrement spathique et enfin bréchoïde.

La même succession s'observe au rocher de Tépaz, où l'ensemble de la série atteint 60 m. d'épaisseur. On la retrouve plus à l'W. encore, sur le sentier qui monte de Vers le Sex à la Corbaz, et traverse la lame de Murgaz.

§ 3 — Diagnoses des niveaux stratigraphiques.

La lame de Murgaz se compose donc des niveaux suivants:

- a) Trias formé de cornieule et peut-être aussi de marnes bariolées. Dans le torrent du Plan, une masse de gypse de 6 à 7 m d'épaisseur, qui surmonte l'Aalénien d'Oudioux et soutient de la cornieule, semble aussi appartenir à la lame de Murgaz.
- b) Complexe de calcaire spathique, où l'on distingue de bas en haut:
 - 1) calcaire noirâtre, finement spathique,
 - 2) calcaire jaunâtre, siliceux et spathique, avec parfois nodules de silice,
 - 3) calcaire blanchâtre, grossièrement spathique, passant à une brèche à graviers dolomitiques.

L'âge de ce complexe, avons-nous dit, ne peut être déterminé exactement dans notre région, faute de fossiles. Mais, pas très loin d'elle, au S.W. du Sépey, sur la rive gauche de la Grande Eau, A. JEANNET a signalé des affleurements de calcaires spathiques fossilifères, dont la position tectonique semble, pour autant qu'on la connaisse, correspondre assez bien à celle de la lame de Murgaz. C'est l'affleurement de *Hauta Crétaz*, au S.E. d'Excergillod (48, p. 450—451). Il décrit là une succession de niveaux, qui n'est pas identique à la nôtre, mais qui montre des analogies assez frappantes. Et dans des calcaires foncés, finement spathiques, qui lui paraissent être près de la base de la série, il a trouvé une grande quantité de *Gryphaea arcuata*, LK.

Nous pouvons donc proposer à titre purement hypothétique, et provisoire, l'âge sinémurien pour une partie au moins du complexe de la lame de Murgaz¹⁾.

¹⁾ Depuis la rédaction de ce mémoire, mon ami R. MAC-CONNEL a trouvé, dans les calcaires noirâtres du rocher de Murgaz, un niveau à *Aridities* qui confirme exactement notre hypothèse.

II. — Le Flysch du Chaussy.

Toute la chaîne du Chaussy est formée d'un complexe de terrains, qu'on a pris l'habitude de désigner par le terme global de „Flysch". Ce terme est commode, et correspond bien à un ensemble, mais se rapporte à un faciès plus qu'à un système d'âge déterminé.

En fait, l'âge du Flysch du Chaussy est loin d'être précisé.

Dans notre région, les seuls fossiles signalés dans le Flysch sont des bélemnites. (S. CHAVANNES 1866, E. RENEVIER 1867, F. JACCARD 1906, M. LUGEON), et une Inocérane (H. SCHARDT). Mais ces bélemnites semblent être ou remaniées (LUGEON) ou n'avoir pas été récoltées dans le Flysch, mais bien dans les terrains liasiques, repliés avec le Flysch à Aigremont. (CHAVANNES, RENEVIER, JACCARD). Nous avons trouvé des nummulites dans la partie médiane du complexe; de petites formes indéterminables, malheureusement. On y voit aussi des Orthaphragmines. Ce niveau est donc bien éocène. Mais cela ne veut pas dire que toute série le soit. En effet, nous avons récolté aussi à la base un grès micacé et spathique, contenant des brachiopodes et des pecten, que nous n'avons pu déterminer, mais qui semblent être jurassiques ou liasiques.

La question de l'âge du Flysch reste donc ouverte. Seule la présence de l'éocène est un point acquis.

Nous avons alors tenté une division stratigraphique du Flysch, basée sur les superpositions nettes et des caractères lithologiques constants, au moins dans le périmètre de nos recherches. Cela permet déjà de préciser la tectonique du Flysch mieux qu'on n'avait pu le faire jusqu'ici.

Aucune coupe détaillée ne nous offre la succession complète des niveaux du Flysch; c'est l'étude de l'ensemble de la région qui nous a permis d'établir ces divisions stratigraphiques. Nous allons donc les indiquer premièrement et en exposer ensuite la justification. Notons dès l'abord que ces divisions ne sont pas nettement tranchées, qu'il y a passage plus ou moins graduel entre chaque unité.

Nous distinguons dans l'ensemble du Flysch trois groupes bien déterminés, dont chacun se subdivise encore en niveaux caractéristiques:

Flysch inférieur ou Flysch de base,
Flysch moyen,
Flysch supérieur.

A. LE FLYSCH INFÉRIEUR OU FLYSCH DE BASE

§ 1 — La base du Flysch.

Il convient d'examiner d'abord en plusieurs points la base du Flysch inférieur, c'est à dire les niveaux du Flysch qui reposent immédiatement sur les terrains des Préalpes internes. Nous verrons que leurs caractères varient beaucoup suivant les endroits.

Le torrent de Combaz de Praz, qui descend du versant occidental de la Pointe de Chaussy et traverse la lame de Murgaz, nous offre une bonne coupe de cette partie inférieure.

a) *Torrent de Combaz de Praz*

Le palier qui domine dans ce torrent la dernière cascade de calcaire spathique de la lame de Murgaz à 1630 m. d'altitude, est en partie couvert d'éboulis, qui masquent le contact entre les deux terrains. Mais ces éboulis ne nous cachent guère que 0.50 m. de la base de notre coupe, qui débute au fond de ce palier, et remonte le torrent.

- 1) Brèche à éléments uniformes, presque un poudingue, renfermant de nombreux cailloux arrondis, de granite vert, et de gneiss. On a aussi des schistes cristallins verts et des grès noirs. Leur diamètre est d'environ 0,10 m. Epaisseur 2 m.
Contact brusque avec
- 2) Calcaire gréseux, très finement spathique, noir à la cassure, brunâtre à l'extérieur. Epaisseur 1 m.
Limite tranchée avec
- 3) Brèche polygénique avec augmentation vers le haut des éléments dolomitiques. Epaisseur 0.50 m.
Contact assez brusque avec
- 4) Grès schisteux et micacé. Epaisseur 0.20 m.
Contact assez brusque avec
- 5) Brèche polygénique identique à 3). Epaisseur 0.40 m.
Limite franche avec
- 6) Schistes marno-calcaires brunâtres, sans chondrites, ni empreintes végétales, avec par places de très fins micas. Epaisseur 0.50 m.
Contact brusque avec
- 7) Grès polygénique et finement bréchoïde. Epaisseur 0.20 m.

- 8) Complexe de grès quartzitiques, micacés, alternant avec des schistes marno-calcaires. Les grès sont en couches de 0.10 m. à 0.30 m.; les schistes un peu plus épais. Le complexe a 11 m. de puissance.
Passage graduel à
- 9) Grès identiques, mais sans schistes, en gros bancs. Epaisseur 2.50 m.
Contact net avec
- 10) Schistes marno-calcaires, comme les précédents. Epaisseur 0.50 m.
Contact net avec
- 11) Brèche polygénique grossière avec cailloux de calcaires noirs siliceux, de grès et d'éléments cristallins. 2 m. d'épaisseur.
- 12) Alternances de cette même brèche avec schistes marno-calcaires, en couches de 1 m. environ. 10 m. de puissance.
Contact net avec
- 13) Alternances de grès très grossiers à éléments cristallins, avec schistes marno-calcaires, en couches de 0.20 à 0.30 m. Puissance 8 m.
Passage rapide des grès à
- 14) Brèche polygénique à éléments volumineux, à nombreux cailloux cristallins et quelques blocs de calcaire noirâtre, assez compact.

Au bout de 2 m. cette brèche se cache sous les éboulis. Remarquons simplement que la base du Flysch est faite ici de brèches polygéniques, où s'intercalent des schistes marno-calcaires et des grès.

b) La route d'Aigremont

La grande route, qui monte du Sépey aux Ormonts nous permet d'observer la base du Flysch avant d'arriver au pont qui franchit la Raverettaz (1069 m.). Environ 200 m. au S.W. de ce pont, l'Aalénien affleure au bord de la route, au-dessus d'un petit mur, qui s'arrête à la limite du Flysch.

Celui-ci est formé par une brèche, qui est presque un poudingue, comme celle de Combaz de Praz, avec des éléments semblables, mais de taille moins uniforme. Elle mesure 3 à 4 m. d'épaisseur.

Un gros banc de grès rougeâtre surmonte ce conglomérat, puis viennent de grosses couches d'une fine brèche à éléments dolo-mitiques, souvent de cornieule que recouvrent enfin des grès calcaires spathiques qui appartiennent à un niveau supérieur. La route recoupe le banc de grès rougeâtre, à quelques mètres du pont.

Dans les grès calcaires spathiques, on voit des traces de fossiles

qui semblent bien être des brachiopodes indéterminables. Nous en retrouverons un meilleur affleurement sur le versant gauche de la Grande Eau, sous le Plan du Langy, et à son propos nous discuterons plus en détail la signification de ces organismes.

Ici donc, nous voyons le complexe bréchoïde de la base du Flysch très réduit en épaisseur.

c) Gorge de la Grande Eau

En aval de l'embouchure de la Raverettaz, la Grande Eau s'est creusée une gorge assez accessible, qui tranche obliquement dans ses méandres la série inférieure du Flysch.

L'Aalénien de la lame d'Oudioux passe à la confluence avec la Raverettaz, mais il est caché par l'éboulis et ce n'est que plus en amont dans la pente du versant droit, qu'il affleure. Nous nous dirigeons donc vers l'aval.

Le Flysch débute, non pas par une sorte de poudingue polygénique, comme à Combaz de Praz, mais par :

Une *brèche assez fine*, à éléments calcaires et ciment gréseux. Les éléments anguleux, qui ne dépassent guère 0.20 m. de diamètre sont en majorité faits de calcaire noir, siliceux et marneux, parfois légèrement micacé, avec accessoirement des graviers de calcaire dolomitique. Ce niveau a environ 3 m. d'épaisseur et il est en contact net avec

Un *grès quartzitique* sombre, en bancs de 0.50 m. environ, où s'intercalent peu à peu des schistes marno-calcaires, qui augmentent vers le haut. Vers le haut aussi, apparaissent, accolés aux couches de grès sombres des bancs de quartzites blancs micacés, de même épaisseur, accompagnés accessoirement de grès rougeâtres. Ce complexe a environ 40—50 m. d'épaisseur. Alors apparaissent les

brèches polygéniques, à éléments parfois gigantesques, avec abondance de cailloux de granite et de gneiss, tandis que les schistes cristallins verts ne sont qu'accessoires; abondance aussi de cailloux de grès blanc, très fins et sans mica; on y voit de gros blocs de calcaire noir, assez compact. Ces brèches sont en gros bancs, surplombant la rive droite de la gorge, et sont accompagnées de couches de grès et de schistes marno-calcaires. On les suit jusqu'à l'embouchure du torrent qui descend sur la rive gauche, entre Plan du Langy et La Léderry, où elles sont suivies d'un autre niveau, que nous étudierons plus loin.

Ce que cette coupe nous montre de particulier c'est la brèche calcaire assez fine de la base.

d) Région orientale

Au S.E. du torrent de Combaz de Praz, nous n'avons pas de coupe qui soit bien intéressante; mais tous les points où l'on peut voir la base du Flysch — dans le torrent au N.E. de Chersaulaz, à la Combaz, au rocher de Murgaz, etc., — on constate qu'elle est faite de schistes marno-calcaires, reposant sur les Préalpes internes. Ils peuvent atteindre et dépasser 20 m. d'épaisseur, puis s'y intercalent des couches de grès fin, d'une épaisseur de 0.10 à 0.30 m., formant un complexe qui a jusqu'à 60 à 80 m. de puissance. Et c'est seulement là-dessus, qu'apparaissent les brèches polygéniques que nous avons observées dans les coupes précédentes.

Ces variations de la base du Flysch nous semblent dues à des phénomènes tectoniques, bien plutôt qu'à des changements de faciès. Il faut remarquer en effet que, à partir d'Oudoux, le Flysch se recourbe en un grand pli frontal, qui encapuchonne et enveloppe les Préalpes internes. A Combaz de Praz, nous sommes déjà sur la pente, vers le N. de cette courbure. Sur la route d'Aigremont, nous sommes juste au-dessous de la grande charnière frontale: les couches sont presque verticales. Dans la Grande Eau, nous sommes dans la partie recourbée en arrière. Il est donc naturel qu'un écrasement se produise, plus fort sur la route d'Aigremont que dans la Grande Eau et qu'à Combaz de Praz, et que les couches plastiques, comme les schistes marno-calcaires, soient restées en arrière, et se soient accumulées au S. du Chaussey. Ce serait donc par écrasement qu'elles manqueraient à Combaz de Praz, à Aigremont, à la Grande Eau.

Il nous semble donc légitime d'admettre la composition stratigraphique suivante, du Flysch de base:

1. — schistes marno-calcaires où s'intercalent vers le haut des bancs de grès fin.
2. — complexe de brèches polygéniques avec intercalations de grès micacés, et de schistes marno-calcaires.

§ 2 — Le haut du Flysch inférieur.

Au-dessus de cet ensemble de brèches polygéniques de base, s'étagent des séries de niveaux, qui, par leur complexité et les

bouleversements qu'ils ont subis peuvent déconcerter et dérouter la recherche. Il nous faut d'abord examiner quelques coupes importantes.

La première sera prise sur la ligne du chemin de fer des Diablerets, à l'E. S. E. du Sépey, au pied de la colline du Plan du Langy.

a) La colline de Langy

Nous suivrons la voie du chemin de fer en descendant, à partir du pont 1035, qui franchit le torrent entre Sertorins et La Léderry. La voie immédiatement à l'E. du pont est dans le glaciaire. Puis apparaissent des bancs de grès grossiers, à éléments de dolomie et de cornieule. Ils coupent obliquement la voie et plongent fortement vers le N. N. E. On les suit jusqu'au ruisseau qui coule à l'W. de La Léderry.

Un peu au delà du torrent, existe une petite carrière, où l'on voit, en contact tranché avec ces grès à cornieule, de gros bancs d'un grès échinodermique et micacé, noirâtre, à grandes rides de fond. Ces grès longent à peu près la voie et sont coupés par le petit tunnel 1020, qu'ils occupent tout entier. Ils laissent descendre dans la Grande Eau un gros éboulis où l'on exploite ces grès pour le pavage de la ville de Lausanne. C'est dans ces grès que nous avons trouvé des brachiopodes et des lamellibranches, malheureusement indéterminables spécifiquement, mais qui ne sont certainement pas remaniés. Ce niveau a 20 m. d'épaisseur environ; dans les 5 derniers mètres les rides de fond diminuent.

A une quinzaine de mètres de la sortie du tunnel, la voie est traversée par une couche de 2 m. d'épaisseur de marno-calcaires schisteux, à limites nettes, après lesquels se met en saillie un banc de brèche polygénique de 1.50 m. d'épaisseur.

Les couches dès lors sont à peu près verticales, plongeant très fort au N. N. E. En voici la coupe détaillée, à partir de ce premier banc de brèche polygénique:

- 1) Brèche polygénique à éléments de taille variable; gros cailloux de granite vert, de micachistes sériciteux, de calcaire marneux noir, graviers de calcaire dolomitique et de grès sombre. Epaisseur 1.50 m.
- 2) Bande marno-calcaire schisteuse brunâtre, avec deux intercalations d'un calcaire noir, siliceux, à grain fin. Epaisseur 1.50 m.
- 3) Gros banc de brèche polygénique, comme 1). Epaisseur 3.50 m.

- 4) Marno-calcaire schisteux avec bancs de calcaire noir comme 2). 2 m.
- 5) Fine brèche polygénique gréseuse. 0.50 m.
- 6) Calcaire siliceux noir, peu micacé, en petits bancs, à délits argileux. 0.50 m.
- 7) Brèche polygénique. 1 m.
- 8) Complexe de schistes marno-calcaires à chondrites et de calcaire noir siliceux, micacé. 5 m.
- 9) Grès fin, micacé, noirâtre, en gros bancs. 10 m.
- 10) Brèche polygénique à éléments volumineux. 3 m.
- 11) Calcaire siliceux noirs, sans mica. 0.70 m.
- 12) Brèche polygénique à éléments moyens. 0.45 m.
- 13) Calcaire noir, finement grenu, siliceux et micacé, en bancs de 0.40 m. 2 m.
- 14) Complexe de brèche polygénique avec intercalations de grès polygéniques grossiers, de marno-calcaires et d'un banc de calcaire siliceux comme 13). Les brèches deviennent beaucoup plus grossières vers le haut. 25 m.
- 15) Schistes marno-calcaires à chondrites, déterminant un couloir profond que la voie traverse sur un pont. 0.70 m.
- 16) Brèche polygénique à très gros éléments, en bancs de 4 à 5 m., alternant avec des couches de calcaire siliceux noir, qui forment des intercalations d'environ 1 m. Le tout a une épaisseur de 20 m.
- 17) Bancs de calcaire gréseux et micacé, foncés. 6 m.
- 18) Brèche polygénique à éléments moyens. 5 m.
- 19) Calcaires gréseux et micacés avec schistes marno-calcaires. 5 m.

Dès lors nous entrons dans un autre complexe, qui a 60 à 70 m. d'épaisseur et qui est formé de bancs de calcaire blanc, de 0.05 à 0.10 m. alternant de façon irrégulière avec des grès polygéniques, assez grossiers à éléments cristallins, généralement plus épais que les calcaires. Ces calcaires, blancs à la surface, sont grisâtres à la cassure, de pâte porcelainée; à la surface font saillie de petits silex jaunâtres, qui sont des restes de spongiaires, comme l'indiquent les coupes minces. Celles-ci révèlent en outre des radio-laires épars dans la roche. Le dos des couches montre aussi de beaux helminthoïdes (*Helm. labyrinthica*). Les grès ne montrent pas de limite franche avec les calcaires: il y a une zone de passage où des nodules de calcaire à contours mal définis nagent dans une pâte gréseuse.

Ce complexe nous mène jusqu'au tournant de la voie, depuis lequel elle descend vers le S. Au tournant, apparaît un ensemble de schistes marno-calcaires, brunâtres, à chondrites et helmin-

thoïdes, où s'intercalent encore, en diminuant vers le S, les couches de calcaire blanc. L'ensemble a une vingtaine de mètres et butte contre un gros banc d'un conglomérat tout spécial, à éléments de calcaire blanc, qui fait partie déjà de notre Flysch moyen.

Cette longue coupe le long de la voie nous permet de distinguer quatre niveaux, qui viennent se placer au-dessus des deux premiers, que nous ont montrés les coupes précédentes, celle de la Grande Eau, par exemple. Ce sont:

3. — Grès à cornieule et grès échinodermique fossilifère.
4. — Complexe de brèche polygénique, avec intercalations de calcaire siliceux, de grès micacés, et de schistes marno-calcaires, dont nous avons donné la coupe détaillée. Pour le distinguer du complexe de la „*brèche polygénique de base*”, nous l'appellerons „*brèche polygénique intermédiaire*”.
5. — complexe de calcaires blancs, à spongiaires et radiolaires, et de grès polygénique.
6. — Complexe de schistes marno-calcaires, avec couches de calcaire blanc, à spongiaires, et de grès micacés, fins ou grossiers.

Nous allons retrouver ces niveaux dans d'autres coupes, avec, naturellement, certains changements dans leur composition; mais en gros, ces ensembles sont bien distincts et se reconnaissent dans toute l'étendue de notre région.

b) Route cantonale du Sépey à la Comballaz

Suivons en montant cette route depuis le haut de ses lacets, en partant du point 1170. Sur 200 m. environ, nous trouvons d'abord de l'éboulis, puis coupons un banc de grès, exploité autrefois en carrière, et que nous reverrons plus loin. Nous arrivons ainsi au-dessus d'un chalet, situé à 1165 m. Dès lors, sur 250 m., la route longe un banc de grès, puis le coupe obliquement sur une vingtaine de mètres. Ensuite, elle tranche très obliquement toute la série, dont nous allons donner la coupe en commençant par ce banc de grès que nous avons longé.

- 1) Grès calcaire noirâtre plus ou moins spathique, en bancs de 0.70 à 1 m. Epaisseur 2.50 m. La route longe donc, puis coupe ce banc, que quelques mètres d'éboulis cachent en un endroit.
- 2) Grand banc de brèche polygénique, à gros éléments. Epaisseur 4 m. Quelques mètres d'éboulis cachent le contact avec

- 3) Banc énorme de brèche polygénique à éléments très variables: gros blocs cristallins et petits graviers de calcaire, grès et dolomie. 10 m.
Il passe à
- 4) Grès micacé, à éléments cristallins, peu différents de ceux de la brèche. Ils s'accompagnent vers le haut d'un petit banc de brèches avec intercalations de schistes marno-calcaires. Une couche de 0.20 m., d'un grès micacé gris marque le toit. Le tout a 3 m. et passe assez rapidement à
- 5) Brèche polygénique à éléments moyens, en couches d'environ 0.60 m. 3 m. d'épaisseur.
Quelques mètres d'éboulis cachent le contact avec
- 6) Grès polygénique grossier, à grains de quartz, de la grosseur d'un pois. 3.50 m.
Contact net avec
- 7) Schistes marno-calcaires avec des minces couches de calcaire siliceux, noir, micacé. 2 m.
Contact net avec
- 8) Brèche polygénique à éléments moyens, mais contenant de plus gros blocs cristallins, et d'autres blocs de 0.50 m. de long, d'un grès micacé, bréchoïde, identique à 4). Epaisseur 2.50 m.
Passage rapide à
- 9) Fine brèche passant à un grès micacé, tous deux à éléments cristallins. 1.50 m.
Passage rapide à
- 10) Brèche polygénique à éléments moyens et blocs cristallins. 2 m.
Contact direct avec
- 11) Schistes marno-calcaires avec couches de grès micacé, de 0.20 m. d'épaisseur. La schistosité est oblique à la stratification. 2 m.
Contact brusque avec
- 12) Brèche polygénique à éléments plus volumineux. 1.50 m.
- 13) Schistes marno-calcaires à chondrites, à schistosité oblique. Il s'y intercale de petites couches de calcaire blanc, à spongiaires et radiaires. 4 m.
Contact net avec
- 14) Brèche polygénique à blocs cristallins. 3 m.
Contact net avec
- 15) Complexe où alternent des schistes, des grès, des brèches polygéniques et quelques couches de calcaire blanc. Les brèches en gros bancs sont très grossières. C'est ici probablement que se trouvait le gros bloc de granit décrit par Sarasin et dont on voit encore l'alvéole. 25 m.
Passage rapide à
- 16) Complexe de couches de calcaire blanc, accompagnées de grès polygéniques à éléments cristallins, et de schistes à nombreux helminthoïdes (*Helm. crassa* et *labyrinthica*); les schistes sont plus abondants dans le bas. Epaisseur 30 m. Ce complexe est taillé en carrière.
Il passe rapidement à
- 17) Schistes marno-calcaires, avec quelques intercalations de grès poly-

géniques, 4 m. Les couches sont à la limite de la carrière. Ici, la zone tourne et tout est caché par une couche d'éboulis. Et ce n'est que 400 m. plus loin qu'on voit affleurer le conglomérat, qui terminait notre coupe de Langy.

Cet examen détaillé de la route de la Comballez nous rend compte de la nature et de l'amplitude des variations que subissent ces couches, si nous la comparons avec la coupe de Langy. Ici, nous débutons avec les grès et la brèche polygénique intermédiaire; les calcaires siliceux abondants à Langy, sont ici très réduits, de même que les schistes marno-calcaires qui les accompagnent. Les grès sont à peu près dans la même proportion et ont un aspect identique. Celui, par exemple, que nous trouvons ici au 6), et qui est si typique, est tout à fait le même que celui du 14) de la coupe de Langy. Les brèches, par contre, sont plus abondantes ici qu'à Langy. Et surtout, les calcaires blancs apparaissent ici plus bas; on les trouve déjà dans le complexe de la brèche polygénique.

C'est entre 15) et 16) que nous ferions passer la limite qui sépare la brèche polygénique intermédiaire du niveau des calcaires blancs; entre 16) et 17), la limite inférieure des schistes, qui continue sous l'éboulis. Mais on voit que ces limites n'ont rien de précis, qu'il y a passage graduel et que nos divisions ne sont valables qu'en gros.

c) Massif du Chaussy

Nous pourrions multiplier ces coupes détaillées, elles ne nous apprendraient rien de nouveau. Les variations sont toujours du même ordre et l'on retrouve partout les niveaux essentiels que nous avons distingués.

La plus grande partie du massif du Chaussy est constituée par le Flysch inférieur affecté de tant de replis que toute coupe détaillée serait illusoire. Les niveaux y sont cependant distincts et l'on pourrait faire des coupes en gros.

Notons seulement que dans le couloir qui monte de la Frétaz vers la Pointe de Chaussy, on voit à la partie supérieure du complexe de la brèche intermédiaire, vers l'altitude de 2000 m., les calcaires siliceux noirs si abondants à Langy, voisiner avec les calcaires blancs, que nous avons remarqués sur la route de la

Comballaz. On aurait donc ici une sorte de combinaison des deux coupes.

d) *Récapitulation des niveaux stratigraphiques*

Nous avons donc distingué dans le Flysch inférieur les niveaux complexes suivants:

1. Schistes marno-calcaires de base.
2. Brèche polygénique de base.
3. Grès échinodermique, fossilifère.
4. Brèche polygénique intermédiaire.
5. Calcaires blancs, à spongiaires.
6. Schistes marno-calcaires du sommet.

Les schistes marno-calcaires de base et ceux qui s'intercalent dans la brèche polygénique de base, ne contiennent jamais d'helminthoïdes ni de chondrites. Ce caractère négatif les distingue aisément de ceux qu'on trouve dans la brèche polygénique intermédiaire, où ces traces abondent, surtout dans la partie supérieure. Elles sont très fréquentes aussi dans les niveaux 5) et 6). Le niveau 6) diffère aussi, au premier coup d'œil, du niveau 1), par la présence de couches de calcaire blanc.

La brèche polygénique de base se distingue aussi fortement de la brèche intermédiaire. Celle de base présente les caractères suivants:

Les éléments de granite et de gneiss, sont de taille uniforme dans chaque banc; cette taille varie d'un banc à l'autre. Les éléments de schistes cristallins verts, de mica-schistes sériciteux, de calcaires argileux, noirs et micacés, sont peu abondants. Au contraire, les gros blocs de calcaire noir, assez compact, sont fréquents, et les cailloux dolomitiques sont très nombreux, surtout dans les brèches peu grossières. Ces éléments dolomitiques prennent souvent une forme de prisme allongé, comme s'ils épigénisaient des feldspaths.

Les grès échinodermiques fossilifères sont assez typiques pour qu'on ne puisse les confondre avec d'autres. Ils sont toujours accompagnés, à leur base, de grès grossiers, à éléments de dolomie et de cornieule, et de bancs de grès rougeâtres, qui atteignent 5 m. d'épaisseur. Nous avons vu ces grès dans notre coupe de

Langy, ainsi que sur la route d'Aigremont, au-dessus de la brèche pygénique de base.

Dans la brèche intermédiaire, les éléments ont une grande irrégularité de taille, dans un même banc. Des blocs énormes de granite et de gneiss voisinent avec de petits cailloux. Les graviers dolomitiques sont peu fréquents, tandis qu'on trouve, en abondance, de grosses lentilles plaquetées de schistes cristallins verts, de mica-schistes sériciteux, et de calcaires argileux noirs micacés.

Les couches de calcaire blanc à spongiaires se reconnaissent aussi au premier coup d'œil.

L'âge de ce Flysch inférieur reste donc indéterminé. Les fossiles des grès échinodermiques semblent être jurassiques ou liasiques, c'est tout ce qu'on peut dire pour le moment. On n'a jamais trouvé de nummulites dans les niveaux supérieurs.

* * *

B. LE FLYSCH MOYEN

L'ensemble que nous désignons sous ce terme fait suite immédiatement au Flysch inférieur, et contraste avec lui dès le premier coup d'œil. Il comprend deux niveaux très différents et nettement distincts, que nous nommerons :

1. — le conglomérat moyen, à la base.
2. — le Flysch à nodosaires.

Aucune coupe de détail ne nous renseignerait sur la composition de ces étages et leurs variations. Il vaut mieux les étudier séparément, en indiquant les changements qu'ils peuvent subir.

§ 1 — Le conglomérat moyen.

Ce sont de gros bancs de conglomérat, sans intercalations schisteuses, dont l'ensemble peut atteindre 100 m. d'épaisseur. Ce qui distingue immédiatement ce conglomérat des brèches du Flysch inférieur, c'est qu'il *contient en abondance des cailloux arrondis, d'un calcaire blanc très typique, qui n'est autre que celui qui forme des couches continues dans la partie supérieure du Flysch de base.* L'étude en coupe mince y montre les mêmes spongiaires. A la surface, ces éléments calcaires sont en creux, dans la pâte siliceuse;

ils sont souvent entourés d'une coque siliceuse, qui s'est formée par la lente circulation des eaux de carrière.

A côté de ces calcaires blancs, le conglomérat contient des blocs de calcaire noirâtre, assez compact, des débris dolomitiques nombreux, des marnes noires micacées, des schistes cristallins verts, et des schistes sériciteux, des galets de quartz, localement de gros blocs de gneiss, qui contrastent par leur volume avec les autres éléments, mais ils sont très rares. Sans cela, la taille des divers éléments est à peu près uniforme dans chaque banc. Mais elle varie beaucoup d'un banc à l'autre. On a des couches qui sont presque des grès à mica blanc, à nombreux débris dolomitiques et petits grains de calcaire blanc. On a, par contre, des bancs formés de blocs énormes, atteignant jusqu'à 30 m³, et tous les passages entre ces deux extrêmes.

Les éléments de calcaire blanc sont toujours arrondis et roulés; les autres sont le plus souvent anguleux; notre conglomérat est donc une sorte d'hybride entre brèche et poudingue. Il forme de hautes parois qui contrastent avec les étages qui l'entourent, et ressortent, mis en saillie par leur dureté. Leurs contournements dessinent les grands plis de la série, mieux que les couches plastiques avoisinantes, qui se froissent irrégulièrement, et permettent de fixer la tectonique de la masse du Flysch.

§ 2 — Le Flysch à nodosaires.

Contrastant fortement avec le conglomérat moyen, le Flysch à nodosaires est formé d'un complexe de marnes schisteuses, de calcaires siliceux et de grès. Sa limite inférieure n'est pas franche: on assiste plutôt à un passage des conglomérats à des grès finement bréchoïdes qui, peu à peu, augmentent de teneur en calcaire et en argile, tandis que les éléments cristallins diminuent. Le passage se fait sur 5 m. environ. Il aboutit à un calcaire gréseux, micacé, d'un gris clair et jaunâtre à l'extérieur, sombre à la cassure, avec de minuscules débris de dolomie et de schistes verts. Il renferme en abondance de petits foraminifères, qu'on voit en saillie sur la surface, notamment des *Nodosaires* bien caractérisées et aussi des débris de *Bryozoaires*. Dans ces couches s'intercalent irrégulièrement des schistes siliceux et calcaires, également micacés, d'un gris brunâtre; schistes grossièrement

plaquetés, avec de petits débris dolomitiques et quartzeux et les mêmes organismes. Enfin, dans le haut de la série prédominent des marnes tendres, brun foncé, grossièrement feuilletées, dont les débris inorganiques et organiques deviennent rares.

Les calcaires gréseux de la partie inférieure montrent en coupe mince un grand nombre de foraminifères: globigérines, rotalidés divers, des radioles d'oursins, des spicules d'éponges, des débris de crustacés.

Dans son ensemble, ce complexe est assez uniforme, le même partout. Mais dans le détail, sa composition lithologique varie, surtout à la base. Il semble que les passages latéraux soient fréquents.

Nous allons donc décrire quelques affleurements typiques et importants, qui donneront une idée de ces changements.

a) Affleurements typiques

1) Dans l'angle N. E. de notre carte, au-dessus du pâturage des Siernes de Praz Cornet, se dressent plusieurs collines, dont l'une, le sommet 1793, est formé de couches redressées; la face occidentale est une paroi de conglomérat moyen; le sommet et la face orientale sont faits de Flysch à nodosaires. Le passage entre les deux niveaux est ici très rapide et un banc de grès grossier, ayant déjà tout l'habitus du conglomérat moyen, s'intercale dans les premières couches de calcaires plaquetés, où la faune est particulièrement riche et bien visible.

2) Au S. W. de Lioson d'en Bas, la croupe boisée qui descend vers le N. est faite de Flysch à nodosaires, jusqu'à l'altitude de 1740 m. où apparaît le conglomérat moyen. Ici, la zone de passage est typique et bien développée, représentée par un grès grossier.

3) Le sommet de la colline du Quart, entre les Mosses et la Comballaz, est fait aussi de Flysch à nodosaires, très typique, riche en foraminifères, surtout dans les calcaires marneux, siliceux et plaquetés qui forment la crête de la colline.

4) La colline de Barbéraz, au N. E. du Sépey, a tout son versant N. W. formé de Flysch à nodosaires. On le traverse en montant le sentier de Carsaleyre vers les Champs (1397 m.), et, sur ce

chemin, vers la cote 1295 m., on trouve dans cette série, une bande tout à fait curieuse, que nous n'avons retrouvée nulle part. Parmi les schistes calcaires, marneux et siliceux, on voit un banc de grès assez fin, de 2 m. d'épaisseur, qui renferme une zone de mica-schistes sériciteux, jaune-verdâtre, rappelant certains schistes cristallins des Alpes pennines.

b) Age du complexe

Les foraminifères, que l'on trouve en si grande abondance dans le Flysch à nodosaires, nous renseignent peu sur son âge. Dans le périmètre de notre région, nous n'y avons découvert aucune nummulite.



C. LE FLYSCH SUPÉRIEUR

L'ensemble du Flysch supérieur est assez homogène et d'un caractère beaucoup plus banal que les autres niveaux: il ressemble au Flysch des Préalpes médianes, des Préalpes externes et des nappes helvétiques, constitué en gros par d'énormes masses de schistes argileux et de grès micacés.

On y distingue cependant deux niveaux, dont le premier à la base est assez caractéristique. Il est fait d'argiles noires, finement micacées, qui ressemblent à l'Aalénien des Préalpes internes; ces argiles renferment de petits lits gréseux, roussâtres, de 0.05 à 0.15 m. d'épaisseur, qui sont souvent écrasés en lentilles. L'épaisseur de ce niveau est difficile à estimer; sur la voie du chemin de fer, près du Sépey, à l'E. du Pont des Planches, (en dehors de notre carte), il mesure 10 m. d'épaisseur. Dans notre région, c'est à l'E. d'Aigremont, qu'il est le plus typique, au bord de la grande route, sur la berge gauche du torrent du Frachey.

Le passage est tout à fait graduel à la partie supérieure du Flysch, où dominent les schistes marneux, parfois non micacés, avec de gros bancs de grès micacés, et de petites couches de calcaire noir, siliceux, de 0.10 à 0.30 m. d'épaisseur. Les schistes contiennent souvent des chondrites et les grès sont parfois couverts d'hiéroglyphes; ils renferment parfois aussi des traces char-

bonneuses de plantes. Sauf cela, aucun organisme n'a été trouvé dans cet ensemble.

La position du Flysch supérieur par rapport aux autres niveaux n'est pas tout à fait claire. Tandis qu'en maint endroit, on voit le Flysch moyen superposé au Flysch inférieur, on ne voit par contre nulle part, dans le périmètre de notre carte, un contact net entre les couches à nodosaires et le Flysch supérieur. C'est entre la Comballaz et les Mosses, dans le torrent qui descend au N. de la colline du Quart, près de la jonction de ses deux branches principales que ces deux formations sont tout près l'une de l'autre. Et justement en ce point, des dislocations interviennent et l'on voit affleurer du Trias, entre les deux séries. De sorte qu'on peut se demander si la masse du Flysch supérieur ne serait pas une unité tectonique spéciale, séparée du Flysch du Chaussy par une zone de Trias.

Mais cet affleurement triasique du torrent, au N. du Quart, peut s'expliquer aussi comme une fenêtre laissant percer la base de la nappe des Préalpes médianes. En dehors de notre carte, sur la voie du chemin de fer Sépey-Diablerets, à l'W. du Plan de Langy, on peut observer le contact entre le Flysch supérieur et le Flysch à nodosaires.

Nous laissons donc la question ouverte, tout en inclinant à croire que cette immense masse de Flysch supérieur, qui constitue les collines des Mosses, fait bien partie de la série du Flysch du Chaussy. Seule une étude plus générale de la chaîne du Chaussy et du Flysch du Niesen pourra résoudre ce problème ¹⁾.

III. — Préalpes Médianes.

§ 1 — Généralités.

La nappe des Préalpes médianes n'est représentée dans notre territoire que par le massif du Mont d'Or, entièrement triasique, et le Flysch des Charbonnières qui est la continuation de celui de Leysin. Entre deux, le Lias, le Dogger à *Mytilus*, le Malm et le Crétacé supérieur, tels que les décrit A. JEANNET dans la val-

¹⁾ Depuis la rédaction de cet ouvrage, les recherches de R. MAC CONNEL, dans l'E. de la chaîne semblent montrer que notre Flysch supérieur serait plutôt le niveau basal d'une unité tectonique distincte du Flysch du Chaussy.

lée inférieure de la Grande Eau, sont ici totalement écrasés, ou voilés par les terrains superficiels.

C'est donc la série stratigraphique du Trias du Mont d'Or que nous allons étudier.

En 1884, H. SCHARDT (10), considérait le Mont d'Or comme un ensemble synclinal, avec noyau de Jurassique.

En 1887, FAVRE ET SCHARDT (14, p. 14) admettent que le tout est triasique, et distinguent de haut en bas, de l'W. à l'E., les niveaux suivants:

Marnes rouges et vertes,
Calcaires et marnes dolomitiques, cornieule,
Gypse.

Pourtant en 1891, E. RENEVIER (15, coupe) tient encore le Mont d'Or pour un synclinal, avec noyau de Malm, et peut-être de Dogger et de Lias, entouré de Trias.

En 1907, F. JACCARD publie une note, (31, p. 20), où il confirme l'âge triasique de toute la série, et y distingue les horizons suivants, de haut en bas:

- 1) Calcaires noirs à Gyroporelles avec traces de Gastéropodes.
- 2) Calcaires noirs, veinulés de calcite passant à
- 3) Calcaires bleutés et vermiculés.
- 4) Calcaires dolomitiques, pulvérulents.
- 5) Cornieule.
- 6) Gypse.

L'année suivante, en 1908, H. SCHARDT, revient encore sur le Mont d'Or, dont il divise comme suit l'ensemble triasique. (37, p. 193).

De haut en bas:

- 1) Calcaire dolomitique jaunâtre.
- 2) Calcaire grenu.
- 3) Calcaire compact, noir avec veines jaunes.
- 4) Calcaire dolomitique jaune.
- 5) Calcaire grenu gris.
- 6) Calcaire noir à veines jaunes.
- 7) Calcaire à vermiculations.
- 8) Cornieule.
- 9) Gypse.

En 1911, JEANNET et RABOWSKY (47) résument en une brève note

les conclusions de leurs études comparées sur l'ensemble du Trias radical des Préalpes médianes. A propos du Mont d'Or, ils laissent ouverte la question de savoir, si l'ensemble de son Trias représente le „Hauptdolomit“, du Trias supérieur, ou les calcaires du Muschelkalk.

Mais dans sa grande Monographie des Tours d'Al, en 1913, A. JEANNET reprend en détail la question (48, p. 215—218 et PIV, fig. 12); il cite de nouvelles observations de F. RABOWSKY, lequel a pu déterminer, parmi les diplopores récoltées par F. JACCARD au Mont d'Or, les formes suivantes et qu'il rapporte au Muschelkalk:

Physoporella minutula, Gumpel sp.

Oligoporella pilosa, v. Pia.

Oligoporella prisca, v. Pia.

D'autre part, il montre des analogies de faciès (calcaires à silex brunâtres) avec certains niveaux des carrières de St. Triphon, et conclut que l'ensemble de la série du Mont d'Or représente le Muschelkalk, avec les niveaux suivants; de bas en haut:

Cornieule,

Gypse,

Cornieule,

Grande épaisseur de calcaires à diplopores.

Cependant JEANNET ne dit rien de la position stratigraphique du gypse qu'il signale sur sa carte à la Pierre du Moellé. Nous verrons que c'est en effet une question assez délicate.

Mais commençons par décrire deux coupes détaillées.

§ 2 — Coupe du Cirque de Dorchaux.

Le cirque de Dorchaux, au N. E. du sommet du Mont d'Or, est taillé dans la masse des calcaires triasiques. Des murailles rocheuses entourent le cirque, dont le fond est un chaos de blocs, en partie couvert de fougères et de sapin. Nous partirons du chalet de Sonnaz et longerons, dans le cirque, la paroi S. W.

La figure No. 1 représente la vue qu'on a du pâturage de Dorchaux (1908 m.), et nous avons marqué d'une ligne pointillée le trajet approximatif de notre parcours.

Fig. 1 COUPE DE DORCHAUX

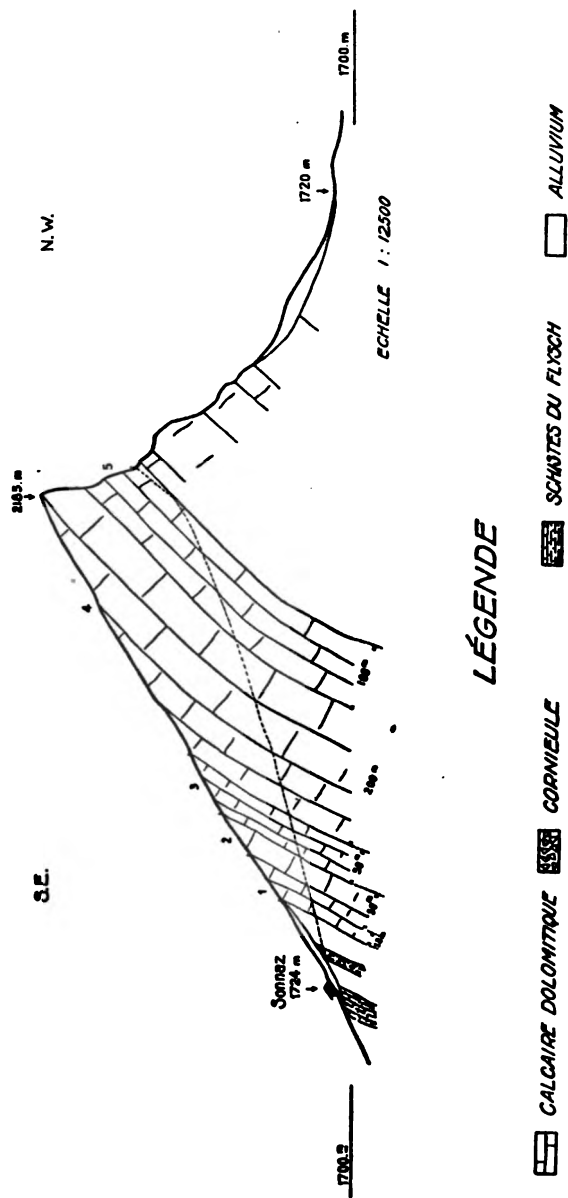
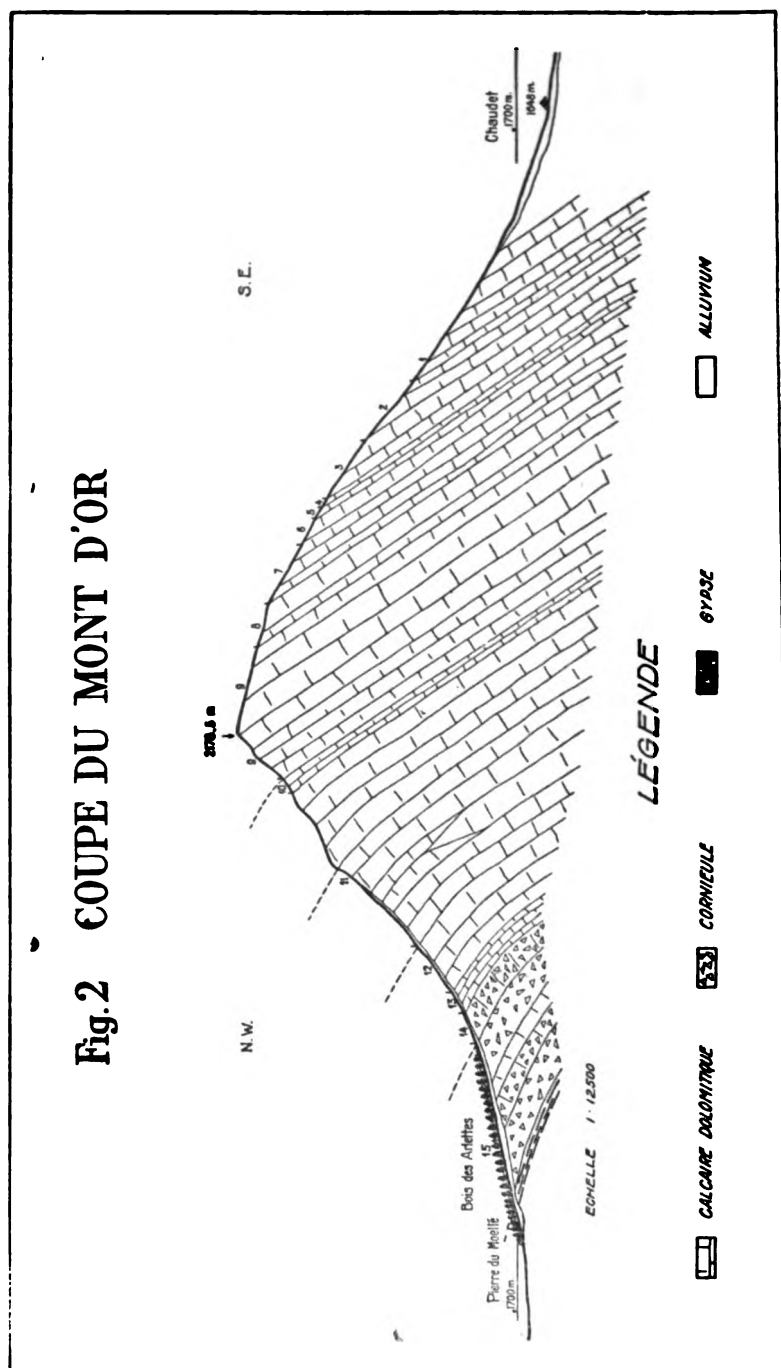


Fig.2 COUPE DU MONT D'OR



Sonnaz. — Flysch supérieur, schistes noirs avec des intercalations gréseuses qui peuvent atteindre parfois une épaisseur de 2 mètres. A l'entrée du cirque. — Un petit affleurement de cornieule.

- 1) Un calcaire gris jaunâtre, dolomitique. Vers le haut ce calcaire est plaqueté avec des délits schisteux. Il est parcouru de fines veines de calcite. Vers le bas le calcaire devient plus dolomitique; il est en partie recristallisé ou cornieulisé. Epaisseur 13 m.

Il y a passage rapide à

- 2) Un calcaire bleu noirâtre, à surface vermiculée, peu dolomitique, compact, en bancs qui peuvent atteindre une épaisseur de 8 mètres. Epaisseur 50 m.

Passage insensible à

- 3) et 4) Un calcaire noir blenâtre, compact, à *diplopores*. Ce calcaire est en partie vermiculé, peu dolomitique et peu siliceux. Il est veinulé de calcite et se casse très facilement sous le marteau. Epaisseur 250 m.

Passage insensible à

- 5) Un calcaire bleu noirâtre, passant parfois à un calcaire grenu, spathique, d'une couleur gris-rougeâtre. J'y ai trouvé des traces de *gastéropodes*. Epaisseur 100 m.

§ 3 — Coupe du Mont d'Or.

En montant depuis le pâturage de Chaudet, sur le versant S. E., jusqu'au sommet (point 2178 m.) et en descendant sur la Pierre du Moellé nous allons traverser toute la série des calcaires du Mont d'Or (fig. 2).

Nous distinguons du S. E. au N. W.:

- 1) Complexe de calcaires dolomitiques grisâtres et noirs, en partie cornieulisés, avec parfois des délits schisteux. Epaisseur env. 100 m. Il y a passage rapide à
- 2) Un calcaire finement grenu, dolomitique, d'une couleur gris foncé. Epaisseur 35 m. Passage graduel à
- 3) Un calcaire noir, blanc à la surface, peu siliceux et dolomitique, en bancs irréguliers, de 0.04 à 0.30 m. d'épaisseur, avec de fines veines calcitiques et des veines rouges spathiques. Epaisseur 45 m. Passage rapide à
- 4) Un calcaire gris clair, irrégulier et parcouru de veines de calcite. Epaisseur 10 m. Passage rapide à
- 5) Un calcaire noir, compact, peu dolomitique, passant latéralement et transversalement à des calcaires gris clair, marneux. Ces calcaires sont plaquetés en bancs de quelques cm. d'épaisseur. Epaisseur 4 m. Passage graduel à

- 6) Un complexe de calcaires noirs comme les précédents et de calcaires spathiques rougeâtres, avec des transitions entre les deux. Epaisseur 25 m.
Passage graduel à
- 7) Une alternance de calcaires noirs et de calcaires grisâtres, plus irréguliers, spathiques. Ces calcaires contiennent quelques rares *diplopores*. Epaisseur 50 m.
Passage graduel à
- 8) Un calcaire noir à *diplopores* avec des taches ferrugineuses et parfois des lentilles d'un calcaire plus clair et plus spathique. Epaisseur 50 m.
Passage graduel à
- 9) Un complexe irrégulier de calcaires noirs à *diplopores*, d'un calcaire clair et spathique et d'un calcaire rougeâtre également spathique. Le sommet du Mont d'Or est constitué par ce calcaire noir. Epaisseur 200 m.
Passage graduel à
- 10) Un calcaire dolomitique grisâtre, blanc à la surface, se cassant très facilement en petits morceaux et peu marneux. Au milieu de ce complexe se trouve une bande jaunâtre de dolomie cornieulisée qui passe parfois à une cornieule. Epaisseur 25 m.
Passage rapide à
- 11) Un calcaire noir comme 9) avec de rares *diplopores*. Epaisseur 300 m.
Passage graduel à
- 12) Un calcaire gris noirâtre, grenu et spathique, contenant des *diplopores*. Epaisseur 90 m.
Passage rapide à
- 13) Une série de calcaires gris noirâtres, marneux et dolomitiques, plaquetés, en partie même schisteux, ressemblant à 5). Epaisseur 30 m.
Le contact est masqué avec
- 14) Une cornieule bréchoïde à éléments de calcaire noir. Epaisseur 40 m.
Passage graduel à
- 15) Gros bancs à cornieule, avec au milieu une bande de calcaire dolomitique. Epaisseur 140 m.
Enfin le contact est caché avec
- 16) Le gypse de la Pierre du Moellé. Epaisseur variable.

Les deux variétés les plus abondantes de calcaires dolomitiques, dans cette coupe, sont le calcaire noir à taches rougeâtres et le calcaire spathique. Ils passent latéralement de l'un à l'autre, sans aucun ordre. La teneur en dolomie varie aussi beaucoup, et l'on trouve de la cornieule parmi les calcaires à *diplopores*. Dans les grandes lignes nous pouvons distinguer, dans la série que nous avons traversée:

1. — Une partie inférieure, sur le versant S. E., plus dolomitique, altérée en cornieule vers la base.

2. — Une série moyenne, mais dolomitique et quelque peu fossilifère; c'est elle qui forme le sommet.
3. — Une partie supérieure, plus dolomitique, altérée en cornieule brêchoïde vers le haut.
4. — Cornieule, avec intercalation de calcaire dolomitique.

§ 4 — Comparaison et conclusion.

La coupe de Dorchaux ne nous montre que les parties inférieure et moyenne de la coupe du Mont d'Or; et à Dorchaux, la partie moyenne contient une zone de gastéropodes, que nous n'avons pas retrouvée au Mont d'Or. D'une façon générale la sédimentation est assez irrégulière, et l'on ne peut paralléliser des niveaux avec certitude.

Il faut remarquer aussi que ces coupes sont incomplètes, ne donnant ni la base, ni la partie la plus supérieure du système. L'abondance des terrains superficiels au pied de la montagne n'en permet pas de plus étendue.

Nous avons vu que A. JEANNET admettait, à la base, une bande de gypse entre 2 bandes de cornieule. On voit en effet, au pied méridional du Mont d'Or, sur le chemin qui monte de la Comballaz à la Pierre du Moellé, et non loin de la Gittaz, la succession indiquée par JEANNET. Mais ce sont des affleurements isolés, tout entourés de glaciaire et d'éboulis; on ne voit aucune de leurs relations avec la masse des calcaires dolomitiques. D'autre part le gypse reparait à la Pierre du Moellé. Il est très possible qu'il y ait une forte dislocation entre ces gypses et ces calcaires. Il se peut aussi que la succession observée à la Gittaz soit l'effet d'un repli. Son gypse semble se continuer vers le N.W. en tous cas jusqu'au point 1356, car la pente d'éboulis montre là de nombreux entonnoirs; rien n'empêche qu'il ne rejoigne celui de la Pierre du Moellé.

Il faut remarquer aussi que c'est en se basant sur ses observations au ruisseau de Tantin que JEANNET admet un passage latéral des calcaires dolomitiques au gypse. Or ce torrent de Tantin, sur le versant gauche de la Grande Eau, est le lieu d'une dislocation importante et mal définie, limitant au S.W. la zone d'Exergillod et de Hauta Crétaz. Les recherches récentes et encore inédites de M. J. de Raaf ont montré dans cette zone une complexité inattendue. Il apparaît donc qu'on ne peut se baser sur la dis-

position d'un segment aussi bouleversé pour établir l'existence de passages latéraux stratigraphiques entre des dépôts aussi différents que le gypse et les calcaires dolomitiques.

Nous inclinons donc à séparer entièrement le gypse de la Pierre du Moellé et celui de la Gittaz, de la masse des calcaires dolomitiques du Mont d'Or. Il se peut même, ainsi que nous le verrons en discutant de la tectonique, que ces formations appartiennent à deux nappes très différentes.

Enfin, rien ne permet d'affirmer que la masse des calcaires dont nous avons donné la coupe ne soit pas une série repliée sur elle-même; les couches plongent bien d'une façon régulière, toutes vers le S. E., et l'on n'y voit aucun repli, mais un plissement isoclinal n'est pas exclus.

On voit donc quelle prudence il convient de garder quant à la succession des niveaux stratigraphiques du Trias du Mont d'Or. Tout ce qu'on peut affirmer, après les travaux de JEANNET que nous avons cités, c'est que l'ensemble de ses calcaires doit représenter le Muschelkalk.

§ 5 — Le Flysch.

Le Flysch qui se trouve au N. de la chaîne du Mont d'Or est divisé en deux masses par la bande de gypse de Charbonnière. A l'W. c'est le Flysch de Joux-Cergnat, suite directe de celui de Leysin et de l'Eau Froide. C'est un complexe essentiellement schisteux, de marno-calcaires gris noirâtres, avec des bancs de grès fin.

La masse orientale, qui occupe la Forêt de Charbonnière et la colline 1678, est quelque peu différente. Ce sont des schistes argileux noirs et micacés, avec des grès souvent grossiers, parfois même bréchoides, à éléments dolomitiques. Cet ensemble ressemble fort au complexe du Chaussy que nous avons appelé „Flysch supérieur”; et nous verrons qu'il n'est pas impossible qu'il le représente réellement. Mais ces schistes argileux contiennent aussi, par place, des marno-calcaires comme le Flysch de Joux-Cergnat. Et d'autre part, le Flysch supérieur du Chaussy est d'un faciès si peu caractéristique, si banal, qu'il serait imprudent de tirer des conséquences importantes d'une telle analogie.

DESCRIPTION RÉGIONALE

I. — La Chaîne du Chaussy.

La Pointe de Chaussy, qui domine fièrement la vallée des Ormonts-Dessous, est la première sommité importante, vers l'W., de cette longue zone uniforme, qui se poursuit jusqu'au lac de Thoune et que l'on appelle la *zone du Flysch du Niesen*. Mais il est possible, nous l'avons vu, que le Flysch qui constitue le Niesen ne soit pas exactement le même complexe que celui de la chaîne du Chaussy et lui soit supérieur. Une étude générale de la zone est nécessaire pour trancher la question, mais ce doute nous a engagé à ne pas employer ici le terme de „Flysch du Niesen” pour désigner l'ensemble des terrains qui forment le Chaussy.

En 1884, H. Schardt remarquait déjà (10, p. 136): „La chaîne du Chaussy semble prendre la forme d'une voûte, mais ce n'est qu'une apparence et les plis qu'elle présente sont trop irréguliers, pour qu'on puisse en tirer des conclusions certaines.”

Quelques mois plus tard, le même auteur signalait l'importante découverte de terrains jurassiques sur le versant sud, de cette chaîne. Dès lors, les discussions au sujet de cette zone ont été nombreuses et on l'a interprétée de diverses façons. Sarasin et Collet ont supposé que c'était un grand repli de la nappe du Wildhorn (30, p. 586) M. Lugeon a rectifié cette supposition (35, p. 57), pour montrer enfin, que ce grand complexe de Flysch devait être considéré comme la couverture sédimentaire d'une des nappes pennines.

Nous discuterons ces diverses hypothèses dans les chapitres traitant de la tectonique générale. Pour le moment, nous nous en tiendrons aux faits.

§ 1 — Aperçu général.

La structure générale de la Pointe de Chaussy nous est révélée

par le tracé du conglomérat moyen du Flysch. Cet horizon, intercalé entre les masses du Flysch de base et du Flysch supérieur, se reconnaît aisément à distance; sa rigidité contraste avec la plasticité des complexes plus schisteux qui l'entourent, et il dessine des plis bien marqués, qui montrent nettement la charpente de la montagne. Tandis que l'alternance des couches dures et tendres dans le Flysch inférieur provoque des multitudes de petits plissements locaux, qui masquent la simplicité de l'ensemble.

Plaçons-nous au-dessus de la Comballaz, et examinons le profil du Chaussy et de son arête descendant sur le col des Mosses. (Fig. 3).

La ligne de cette arête cascade en ressauts successifs, dont les

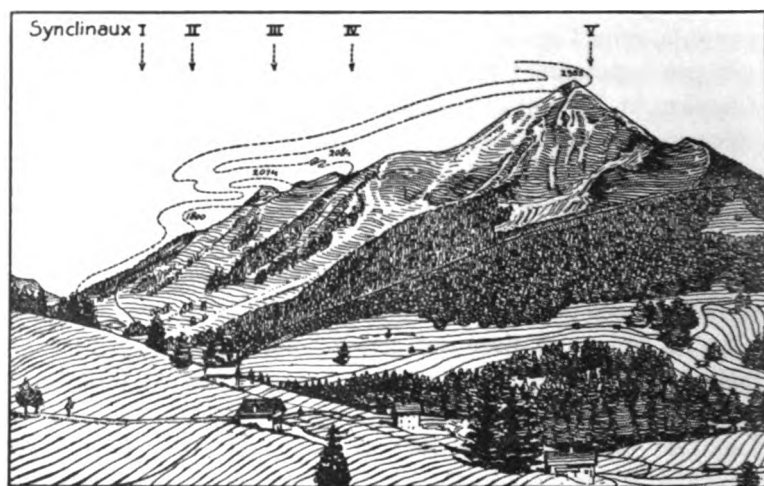


Fig. 3. La Comballaz et Pic Chaussy (2355 m.).

sommets ont figurés par les points 2097, 2084, 2014 et 1800. Chacun de ces points culminants, sauf la croupe 2097, est constitué par un lambeau de conglomérat moyen qui fait saillie sur la masse plus molle du Flysch inférieur. Le sommet du Chaussy lui-même est en conglomérat moyen. Et chacun de ces lambeaux représente le fond d'un synclinal couché ou déjeté, dont l'axe s'enfonce vers le N. E. Dans la forêt qui s'étend au-dessous du ressaut 1800, on devine que le conglomérat moyen se recourbe en anticlinal et le rocher, qui affleure du glacière plus près de nous, au-dessus

de l'Ortier, est le témoin d'un cinquième repli synclinal. Nous pouvons les désigner, de bas en haut, par les chiffres I, II, III, IV et V.

Si maintenant nous voulons voir ce que ces replis deviennent vers le N.E., regardons-les du chalet de Lioson d'en bas.

Sans qu'on puisse suivre de l'œil chacun d'eux, on voit admirablement leur plongée axiale. Le conglomérat moyen forme de longues parois, qui toutes s'inclinent fortement vers le N.E. et

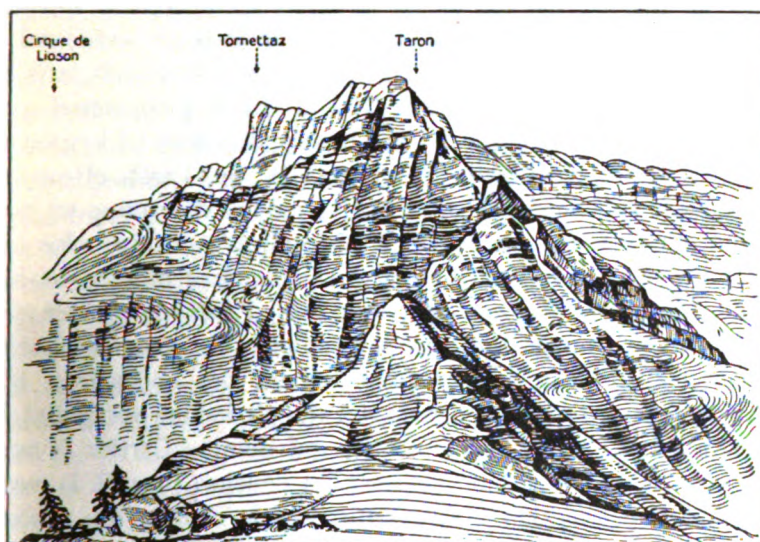


Fig. 4. La Chaîne du Tornezz vu depuis le Pic Chaussy et la grande paroi, qui domine à l'E. le lac Lioson.

finissent par se perdre dans les nombreux cônes d'éboulis, de sorte que les têtes anticlinales des plis, qu'on devrait voir se projeter sur les parois orientales du cirque, ne sont pas visibles. Mais on se rend compte que le Flysch à nodosaires, qui enveloppe les bandes du conglomérat moyen, forme tout le bord nord et la partie inférieure des pentes de notre massif.

Les boucles des plis elles-mêmes, dessinées par le conglomérat moyen, apparaissent avec une netteté magnifique dans la paroi qui domine à l'E. le lac Lioson, juste en dehors de notre carte (fig. 4). Sarasin a dessiné ces plis en 1894 déjà, et Albert Heim les cite dans sa *Géologie der Schweiz*.

Nous pouvons maintenant aborder le détail des faits.

§ 2 — Le cirque de Vers les Lacs.

a) *Synclinal II*

Le cirque glaciaire de Lioson d'en bas, avec ses admirables moraines emboîtées, est limité vers l'W. par une large croupe couverte de forêts. C'est là que nous avons aperçu le synclinal II, dessiné par le conglomérat moyen. Sur le flanc occidental de cette croupe, la limite de ce conglomérat avec le Flysch inférieur est assez nette vers la hauteur 1700 m. Et le plongement axial vers le N. E. est si fort, que les couches apparaissent ici localement verticales, voire même inclinées vers le S. W. Sur l'arête elle-même, la charnière synclinale du conglomérat moyen détermine un petit replat vers 1800 m. Le Flysch à nodosaires se trouve plus bas, vers 1735 m., où sa limite avec le conglomérat moyen est bien visible. Ici, les couches plongent vers le N. Et dès le contact avec le conglomérat moyen apparaissent ces grès finement bréchoïdes, si typiques, qui contiennent fréquemment des nodosaires. Plus bas, sur l'arête, le plongement axial du pli incline fortement les couches vers le N. W. Sur le sentier qui domine Cartier la courbure anticlinale de la série redresse les couches jusqu'à la verticale avec une direction E.-W. Enfin, sur le chemin qui descend sur Cartier, les couches à nodosaires apparaissent encore dirigées vers l'W. S. W.

La suite de ce synclinal II vers le N. E. est entièrement cachée par les éboulis, puis par les moraines du cirque de Lioson d'En Bas, au S. duquel apparaît cependant une petite butte isolée de Flysch à nodosaires. Cette butte, dans le prolongement en direction axiale de l'anticlinal qui domine le synclinal II, montre que ce repli ne saurait avoir une grande amplitude.

b) *Synclinaux III, IV et V*

De Lioson d'En Bas, nous avons vu que les flancs des synclinaux III, IV et V plongent fortement en descente axiale vers le N. E. On aperçoit la charnière du synclinal III sur l'arête domi-

nant le cirque de l'W.; c'est nettement un pli couché à courbure nette; tandis que le synclinal IV sur la même arête apparaît comme un placage presque plat, à peine gauchi.

Pour étudier les détails de ces plis, prenons le sentier qui monte de Lioson d'En Bas à Vers les Lacs. Nous longeons d'abord une superbe moraine frontale, puis le sentier s'élève en zig-zag dans les éboulis jusqu'à l'altitude de 1670 m., où il se dirige vers le S. W., et nous mène en plein Flysch à nodosaires, avec ses calcaires siliceux noirs, parfois marneux; nous sommes donc dans le cœur du synclinal III qui s'est élargi considérablement depuis l'arête W. Toute la paroi rocheuse boisée que nous dominons, où le torrent se précipite en rapides et cascades est, en effet, constituée par le Flysch à nodosaires, qui monte jusqu'à la butte 1748. Cette butte, qui fait une saillie pittoresque dans le grand cirque, montre en masse de ces petits foraminifères, admirablement conservés, sur le dos des couches, inclinées vers le S. Au-dessus de la butte 1748, se dresse une paroi faite entièrement de conglomérat moyen appartenant au synclinal IV. La base de cette paroi est malheureusement cachée par des éboulis qui viennent mourir au pied de la butte. Mais de ces éboulis perce au milieu des buissons un petit rocher où le torrent cascade à moins de 50 m. de la base de la butte. Et ce rocher est fait de Flysch inférieur et de schistes marno-calcaires et grès appartenant à l'anticlinal III—IV, que l'on suit de l'œil jusqu'à l'arête. Ici donc, le conglomérat moyen du flanc renversé du synclinal III est extrêmement réduit, si ce n'est complètement laminé.

Du point 1748, le sentier s'élève touchant à son premier coude vers l'E. le Flysch de base, puis traversant le synclinal IV, tout en conglomérat moyen, sans qu'aucune trace de Flysch à nodosaires n'en vienne occuper le cœur. Lorsque le sentier se rapproche du torrent sur sa rive gauche pour atteindre le chalet 1920, on aperçoit nettement dans la paroi qui domine, deux replis synclinaux de conglomérat moyen dans le Flysch de base de l'anticlinal IV—V. Celui-ci forme une bande continue plus sombre et plus schisteuse, qui descend et s'amincit vers le N. E., entre deux parois de conglomérat moyen.

Du chalet 1920, la vue embrasse vers le S., tout le fond du cirque dominé par la Pointe de Chaussy. A nos pieds, le lac infé-

rieur dû à un barrage morainique à travers lequel son écoulement se fait, le lac supérieur en est séparé par une autre moraine et les éboulis peu à peu travaillent à le combler. Vers l'W., sur l'arête, la limite est bien nette entre le conglomérat moyen du synclinal IV, qui forme la paroi du point 2084 et les schistes marno-calcaires du Flysch de base supérieur. Les couches de calcaire blanc, on le remarque ici particulièrement bien, sont très rares dans la partie supérieure de cette série, sur le col au S. du point 2084; mais leur importance et leur nombre s'accroissent à mesure qu'on s'éloigne du conglomérat moyen. Toute la paroi méridionale du cirque est formée de ce complexe supérieur du Flysch de base, affectée d'innombrables plissottements. Seul le sommet du Chaussy est fait de conglomérat moyen, témoin isolé du synclinal V.

La suite de ce synclinal se retrouve à l'E., au point 2126. Mais de notre observatoire, nous ne pouvons nous rendre compte de la forme de ce pli. On voit seulement une haute paroi de conglomérat moyen de teinte roussâtre assez claire, qui surmonte avec une limite nette la masse schisteuse et plissottée du Flysch de base supérieur et descend vers le N.E.

Pour observer ce que deviennent ces divers plis, dans la direction de leur plongement axial, c'est maintenant dans le cirque de Lioson qu'il nous faut aller voir.

§ 3 — Le cirque de Lioson.

a) *Synclinaux III et IV*

De Lioson d'En Bas, prenons le grand chemin qui monte au Lac Lioson. Son tracé sur l'ancienne carte n'est pas exact. Il se tient constamment au-dessus du canal qui dérive une partie de l'eau du Lac Lioson (bassin de la Sarine), dans le torrent de Vers les Lacs (bassin du Rhône) et suit presque exactement ce canal.

Sitôt quittée la grande moraine de Lioson d'En Bas, après la bifurcation du sentier de Vers les Lacs, notre chemin entre dans le Flysch à nodosaires; ses couches, toujours assez marneuses et schisteuses montrent ici une plus forte proportion qu'ailleurs de calcaire par rapport aux grain siliceux et ne contiennent pas de

microbrèches à éléments cristallins. Nous sommes donc dans un niveau assez élevé de la série. Ce complexe est ici fort épais, ce qui marque l'ouverture du synclinal III, dont il forme le cœur, ouverture due à l'intensité du plongement axial. C'est la suite des couches que nous avons vues dans le paragraphe précédent au-dessous du point 1748. Plus bas que notre chemin, ce Flysch à nodosaires devient de plus en plus schisteux et même siliceux et augmente encore de puissance, car il enveloppe là tous les plis du conglomérat moyen; la direction divergente de ces couches dans la colline de Crosats montre qu'il épouse en gros leur contournement. Sur notre chemin, il affleure jusqu'à un grand éboulis qui descend du point 1802 et au-delà duquel nous trouvons le conglomérat moyen, avec de grands éléments de calcaire zoogène.

Ce conglomérat forme une bande rocheuse oblique, qui descend vers le N.E. et qui représente ici l'anticlinal III à IV, ainsi que le synclinal IV, car, après l'avoir traversé, c'est le Flysch de base que rencontre le chemin. Nous sommes donc ici non loin de la fermeture dans le conglomérat moyen de l'anticlinal III—IV. Si nous prenons, pour observer cette fermeture, le petit sentier qui descend en zig-zag sur Crosats, nous serons déçus: les bancs de conglomérat descendent uniformément, sans montrer aucune courbure, et se terminent dans la forêt en un grand rocher qu'entourent des éboulis. Sur le sentier lui-même et légèrement en-dessous de lui, le contact du conglomérat avec le Flysch à nodosaires est presque visible à la cote 1625. Les couches assez gréseuses et finement bréchoides de ce Flysch plongent de 70° vers le S. avec une direction N. 80° E., ce qui indique bien le contournement du pli. Mais cet anticlinal, dont nous avons vu que le flanc renversé est tellement réduit dans le cirque de Vers les Lacs, est ici presque une écaille et ses bancs de conglomérat ne montrent aucune charnière. De même, le synclinal IV ne se manifeste ici par aucune intercalation de Flysch à nodosaires. Ce synclinal très aplati et qui ne formait qu'un placage au point 2084 n'est donc en somme qu'un diverticule de conglomérat moyen dont la courbure se fait à peine sentir dans le mouvement des couches du Flysch à nodosaires. Ces couches doivent cependant dessiner un très léger synclinal comme nous le verrons tout à l'heure.

Mais revenons d'abord à notre chemin du Lac Lioson. Nous

y sommes arrivés au Flysch de base de l'anticlinal IV—V qui s'observe juste à un tournant. Et dès qu'on a franchi ce coude, les gros bancs disloqués du conglomérat reparaissent bien vite recouverts par les grands blocs écroulés de la paroi qui domine. La fermeture de l'anticlinal peut s'observer au-dessous du chemin vers la cote 1660; on y descend sans peine à travers les buissons en suivant le Flysch de base qui domine une petite dépression d'éboulis. Et l'on voit ce Flysch de base schisteux se terminer en pointe effilée, coupée en biseau à la partie supérieure par le conglomérat moyen. Les bancs de conglomérat ne montrent aucune courbure visible. Et si l'on continue à suivre en descendant les éboulis qui bordent le conglomérat moyen, jusqu'à la lisière de la forêt, on peut observer un petit rocher haut d'environ 2 m., formé de Flysch à nodosaires et entouré à l'E. par le conglomérat, qui se perd bientôt dans les éboulis. Ce petit affleurement de Flysch à nodosaires représente ici le synclinal IV, comme nous venons de l'annoncer.

b) Synclinaux V et VI

Le flanc normal du synclinal V représenté par le conglomérat moyen est fort bien développé; mais presque entièrement caché sur le chemin par les éboulis; on en voit pourtant la limite supérieure en contact avec le Flysch à nodosaires du cœur du pli. Ce Flysch détermine une dépression oblique descendant vers le N.E. et sur le chemin, couverte en grande partie d'éboulis. Le contact supérieur, avec le conglomérat du flanc renversé en est cependant visible. Ce conglomérat forme deux pointes de rocher séparées par un ravin sec (ancien cours du torrent) et le chemin contourne la plus méridionale de ces pointes, agrippé en passerelle au rocher. Au moment où il aborde le rocher, il coupe sur environ deux mètres, juste à son coude, les couches à nodosaires. Et après avoir franchi le rocher de conglomérat, le chemin entre de nouveau dans le Flysch de base schisteux et gréseux qui forme en face sur la rive droite du torrent, une importante paroi. Dans le ravin même du torrent émergent dans ce Flysch de base quatre magnifiques sources. Nous arrivons ainsi au Lac Lioson, où l'on peut voir dans la colline 1894, qui le borde au N., que ce Flysch de base, où abondent les couches de calcaire blanc, est recouvert de

nouveau par du conglomérat moyen; celui-ci constitue donc un *sixième synclinal*, dont cette butte 1894 est du reste le seul témoin.

Il vaut la peine maintenant d'étudier avec quelques détails le synclinal V et spécialement son flanc renversé, qui présente des dislocations intéressantes. Pour cela, nous suivrons son axe dans sa descente vers le N.E., à partir du point 2126, qui domine le cirque de Vers les Lacs. Nous avons vu que ce sommet 2126 était fait d'un chapeau de conglomérat moyen, surmontant à l'W., et au S. le Flysch de base plus schisteux et plastique. Du sommet vers le N.E., la pente s'incline assez raide, mais presque plane, formée d'un placage de conglomérat, dont l'allure n'indique en rien la charnière d'un synclinal. Mais à l'altitude de 2060 m. sur l'arête, le Flysch de base vient recouvrir ce conglomérat et former tout le sommet 2055. Et à l'W. du col qui sépare ce sommet de la pente conglomératique, celle-ci est couverte de petits monticules par le Flysch à nodosaires. Entre le Flysch de base et lui, le flanc renversé du synclinal se trouve réduit à quelques mètres.

Plus bas, les éboulis, qui tombent du flanc N.W. de la colline 2055 empêchent des observations précises, mais on voit cependant, que le versant de cette colline est formé d'une haute paroi de conglomérat moyen. D'où vient cet épaissement subit du flanc renversé? Nous en trouvons la clé vers le N.E., au-dessus du point 1911. Là, dans la paroi de conglomérat moyen, apparaît un repli anticlinal du Flysch de base, à charnière bien nette et donnant lieu à un petit écroulement des couches qui le surmontent.

L'arête du point 1911 nous donne une coupe excellente de synclinal, avec ses deux flancs de conglomérat en parois rocheuses, et son cœur de Flysch à nodosaires plus foncé, en pente plus molle. Et le tracé de ses limites vers l'E. nettement visible de loin, nous montre bien sa forme de synclinal couché, dont l'axe s'incline fort vers l'E.N.E. Aucune trace du repli de Flysch de base ne s'aperçoit sur la paroi N.E. de la colline 2055. Tout se cache sous les éboulis jusqu'au chemin du lac Lioson.

Toute la croupe qui descend de la colline 2055 vers le N.E., jusqu'au bord du lac Lioson, est faite de conglomérat moyen. Les éléments en sont parfois d'une taille extraordinaire. Tout près du lac, sur le sentier qui le borde, on remarque, entre autres, un énorme bloc de calcaire blanc, d'environ 30 m³, pris dans le béton

de cette brèche et qui se trouve à la base du conglomérat moyen.

Ce Flysch de base, qui permet de s'écouler à l'émissaire occidental du lac, se ferme plus bas, en charnière anticlinale, dans le conglomérat moyen. Il vaut la peine d'examiner un instant ce repli, admirablement visible dans tous ses détails. Il se trouve sur la rive droite du torrent, vers l'altitude de 1790 m. Les calcaires blancs du Flysch de base viennent butter contre les bancs recourbés du conglomérat moyen, et se replient en une double tête anticlinale; tandis que les schistes marno-calcaires, normalement supérieurs au complexe des calcaires blancs, se laminent sur les deux flancs du pli et s'accumulent entre les deux charnières du Flysch de base. C'est leur plasticité qui a permis la disharmonie du plissement. Et ce phénomène nous fait comprendre pourquoi, dans la colline 1894 qui borde le lac, nous voyons le conglomérat moyen du synclinal VI superposé immédiatement aux calcaires blancs, sans interposition du niveau marno-calcaire.

La répercussion dans le conglomérat moyen de cette charnière anticlinale du Flysch de base, peut s'observer beaucoup plus bas. L'émissaire occidental du lac suit à peu près le synclinal V de calcaire à nodosaires, en formant sur ces pentes rocheuses et boisées, des rapides où le cours se divise en un grand nombre de bras, et finit par rejoindre l'émissaire oriental. En remontant ce dernier torrent, on peut suivre dans la pente boisée de sa rive droite, dominée par une paroi rocheuse vers la cote 1630, le conglomérat moyen qui se ferme en un double repli anticlinal dans le Flysch à nodosaires. La paroi rocheuse qui surmonte est entièrement formée de ces couches à nodosaires, qui se ferment elles-mêmes en charnières synclinales dans le lit même du torrent, de la façon la plus visible, vers la cote 1680. C'est le cœur du synclinal VI, qui n'est du reste qu'un faible repli entre deux unités beaucoup plus importantes.

On voit, en effet, de loin, au-dessus de ce repli, le conglomérat moyen se courber en un anticlinal magnifique, qui domine le point 1625, et dont nous allons voir la continuation dans la grande paroi qui domine à l'E. le lac Lioson.

Au-dessous de ce point 1625, toutes les roches visibles sont constituées par le calcaire à nodosaires, qui enveloppe de façon continue, comme nous l'avons déjà vu au Crosats, le front de tous

les plis dessinés par le conglomérat moyen, et qui disparaît au N. sous l'épais vêtement morainique.

c) Le fond du cirque et sa paroi orientale

Postons-nous sur le sommet 2126 de l'arête qui sépare notre cirque de celui de Vers les Lacs. De ce point, la vue embrasse l'immense amphithéâtre qui domine le lac Lioson. Toute l'arête qui relie la Pointe de Chaussy à celle de Semeley est en Flysch de base supérieur, dont les nombreux bancs calcaires, plissottés de diverses façons, forment des parois escarpées. Au-dessous d'elles, la pente est formée des schistes argilo-calcaires, qui se replient avec le complexe calcaire. Dans les rochers qui dominent le lac au S. apparaît enfin le complexe de la brèche polygénique intermédiaire.

Toute cette paroi donne naissance à de puissants éboulis, qui viennent s'arrêter autour des dépôts morainiques de la Chenau, occupant de leurs crêtes irrégulières le plancher du cirque.

La grande muraille qui s'élève à l'E. du lac ne figure plus sur notre carte. L'admirable coupe qu'elle nous livre des plis du Flysch, continuation vers le haut de ceux qui nous avons étudiés jusqu'ici nous a engagé cependant à en donner un dessin (voir fig. 4, p. 41), fait depuis la Pointe de Chaussy.

§ 4 — Les versants occidental et méridional de la Pointe de Chaussy.

a) Flanc occidental

Un coup d'œil jeté de loin sur la paroi occidentale du Chaussy révèle à la fois son uniformité et sa grande complication de détail. Enorme masse de Flysch inférieur où nul horizon ne se distingue, elle apparaît plissottée sans aucun ordre, et il semble que son étude serait aussi vaine qu'ennuyeuse. Aussi bien, ne prétendons-nous pas en décrire chaque détail et chaque accident. Mais en regardant de près ce complexe, en quelques coupes typiques, on reconnaît sans peine les horizons que nous avons décrits dans la partie stratigraphique, on observe leur retour répété et leur variation.

Montons d'abord à la Pointe de Chaussy en partant du chalet

de Frétaz (1775 m.) par le couloir indiqué sur la carte. Juste derrière le chalet, affleurent des schistes argilo-calcaires, riches en chondrites, avec des couches régulières de calcaire fétide blanc bleuâtre compact qui plonge de 30° vers l'E. (direction N. 10° W.). C'est le complexe, que l'on trouve à la base de la brèche polygénique intermédiaire. Cette brèche elle-même avec ses bancs de grès, est bien visible à l'altitude de 1900 m. A 1900 m., les grès calcaires, jaunâtres à la surface, augmentent d'importance; c'est un fait qu'on observe toujours vers le haut de cette série. Ils sont surmontés ici par un ensemble de brèches polygéniques, de grès micacés à glauconie et de schistes finement feuilletés. 80 m. plus haut, vers l'altitude de 2000 m., on pourrait tracer la limite entre l'étage de la brèche intermédiaire et celui du Flysch à radiolaires; pourtant, les calcaires à radiolaires ne sont encore ici que sporadiques, et les grès calcaires jaunâtres prédominent nettement. Mais c'est justement un caractère constant de la zone de passage: les calcaires blancs n'abondent qu'un peu plus haut, accompagnés encore parfois de brèches polygéniques. Il n'y a donc pas de limite nette entre les deux étages, mais plutôt passage graduel souligné par cet enrichissement local en grès calcaire.

Au-dessus de la cote 2100 m., les rochers sont faits essentiellement de calcaires blancs, avec leurs intercalations gréseuses, affectés de nombreux replis locaux, ceux-même que nous avons observés déjà dans le fond du cirque de Vers les Lacs. Vers 2280 m. on entre dans la série des schistes marno-calcaires, pour trouver enfin le sommet du Chaussy, constitué par le conglomérat moyen qui couronne la masse de Flysch inférieur.

Notre coupe nous a donc montré une série normale dans son ensemble, et les retours fréquents de niveaux inférieurs, que nous n'avons pas mentionnés ici pour ne pas surcharger la description, ne sont dus qu'à des plissottements locaux de faible amplitude. Au N. de cette coupe, la série du Flysch inférieur se contourne en épousant en gros les replis du conglomérat moyen, que nous avons étudiés.

Montons de la scierie de la Comballaz vers le chalet de Crauserin et au-dessus. Un peu au S. du pont 1362, la route traverse une petite butte, qui perce le glacière à 50 m. d'un glissement d'Aalénien et nous montre les grès quartzitiques blancs de la base

du Flysch inférieur, des schistes marno-calcaires noirâtres et des brèches polygéniques, le tout très écrasé. Beaucoup plus haut, là où le sentier traverse le torrent de Drauzènes, les grès micacés et schistes à chondrites et helminthoïdes du niveau intermédiaire plongent de 40° au N. W. (direction N. 55° E.), alors qu'à la Frétaz ils plongeaient vers l'E. Le contournement est donc bien manifeste, en concordance avec notre synclinal I. Au-dessus du chalet de Crauserin, la brèche polygénique intermédiaire apparaît, très grossière vers 1710 m., puis aux cotes 1750 et 1870, où les bancs se dirigent nettement vers le N., avec un pendage de 30° vers l'E.

Plus au N., à Champillon, dans le bois qui descend au S. E. du chalet 1674 (vers la cote 1760), nous sommes à la limite des niveaux intermédiaires et supérieurs du Flysch de base; les grès calcaires jaunâtres sont très abondants, avec leurs schistes argentés et leurs grès à éléments cristallins; on y remarque en outre un banc de calcaire marneux et bitumineux à surface blanchâtre, tel que je n'en ai trouvé nulle part d'analogue dans le Flysch. Il est affecté d'un repli anticlinal très visible.

b) *Flanc méridional*

Sur l'arête qui descend de la Pointe de Chaussey vers le S. W., la zone de passage entre les calcaires à radiolaires et le complexe de la brèche intermédiaire se trouvent à l'altitude de 2080 m. Ce niveau plonge fortement vers l'E. N. E., et se dirige vers le S. S. E. où il disparaît promptement sous les éboulis. C'est pourquoi, dans le versant méridional du Chaussey, nous ne trouvons que très peu de brèches polygéniques; cette immense masse est presque uniquement formée par le complexe supérieur du Flysch de base à couches calcaires. On retrouve la brèche intermédiaire à la base de cette série, d'abord aux Jorettes, où elle constitue toute la pente boisée au-dessous du point 1950, puis dans le profond ravin qui descend du cirque de la Première, au-dessous de la cote 1660 et jusqu'à 1480, enfin à l'W. de ce ravin, au-dessus des Neyrevaux.

La série du Flysch de base supérieur, qui forme les autres pentes du Chaussey, est intensivement plissée. Sur l'arête même qui descend du sommet vers le S. W., on voit de nombreux contournements de ces couches. Le flanc des Pointes de Semeleys montre

de loin déjà une superposition de plis fort réguliers et d'une amplitude considérable. Au-dessus de Plan-Lerman, toute la pente est gonflée par le repli synclinal d'un banc de grès, qui s'enfonce en tuyau vers l'W. Et nous n'avons noté que les principaux de ces accidents; l'énumération ou le dessin de chaque repli encombrerait le texte et la carte.

c) Le contact du Flysch et des Préalpes internes

Il importe d'étudier avec quelque détail la zone de contact du Flysch du Chaussy sur les terrains des Préalpes internes. Nous avons l'espoir d'y préciser les relations de ces deux unités. Cette zone, malheureusement, est presque toujours voilée par les éboulis ou par la moraine: on ne peut la suivre pas à pas. Mais en quelques points elle est bien visible, grâce à l'érosion de quelques torrents. Et c'est la coupe de ces endroits privilégiés que nous allons décrire, en allant du N.W. au S.E.

Le torrent qui descend de *Combax de Prax* nous livre la coupe la plus claire et la plus complète de cette zone de contact.

Au-dessus du replat déterminé par la bande aalénienne d'Oudioux le calcaire spathique de Murgaz, qui en est séparé par de la cornieule, détermine dans le torrent une série de cascades et de rapides. A l'altitude de 1620 m., nous sommes dans ce calcaire de Murgaz; calcaire blanc grossièrement échinodermique, avec des graviers dolomitiques. Un accident probablement tectonique intercale dans ces bancs une petite zone très disloquée de schistes argileux verts triasiques. Au-dessus d'elle, les calcaires spathiques forment une cascade d'environ 5 m.

Au-dessus de la cascade, palier de 6 à 7 m. de large occupé par les éboulis.

A 1630 m., rapide rocheux dominant ce palier et fait du conglomérat de base du Flysch. Conglomérat très régulier de composition, à éléments bien arrondis, d'environ 0.10 m. de diamètre, de granite et de gneiss presque uniquement. Par place on dirait presque une alluvion moderne tant les cailloux arrondis sont peu cimentés.

Dans ce conglomérat s'intercalent:

A 1632 m. des couches de calcaire brunâtre, finement spathiques, sur une épaisseur d'1 m.

- A 1633,50 m., un calcaire schisteux, sableux et micacé, de 0.20 m. d'épaisseur.
- A 1634 m., débute brusquement un complexe de schistes et grès micacés, avec un banc de brèches polygéniques de 0.20 m. d'épaisseur. Epaisseur 0.50 m.
L'alternance des grès (0.15 m. d'épaisseur) et des schistes (0,30 m. d'épaisseur) est tout à fait régulière jusqu'à 1645 m.
- A 1648 m. sur une couche schisteuse de 0.50 m., repose la brèche polygénique inférieure, avec ses gros blocs de schistes cristallins et de calcaires.
- A 1650 m. des schistes s'intercalent irrégulièrement dans la brèche.
- A 1660 m. la brèche fait place à une alternance de grès et de schistes.
- A 1668 m. reparaît la brèche polygénique particulièrement grossière.
- A 1670 m., les éboulis cachent le tout.

Cette coupe nous montre la brèche polygénique inférieure, directement superposée au calcaire spathique de Murgaz, mais bien développée.

Le torrent du *Petit Vieux* est coupé par le chemin, qui se dirige d'Oudioux au S. E., vers Chersaulaz, à l'altitude de 1690 m. Au-dessous du chemin, vers la cote 1670, le calcaire spathique de Murgaz apparaît sur la rive gauche, en petit rocher isolé surmontant les argiles aaléniennes. La superposition directe du Flysch sur le calcaire n'est pas visible; mais au passage du chemin affleurent des schistes marno-calcaires, en partie sans mica, où plus haut s'intercalent des grès. A la cote 1720 apparaît une brèche polygénique à éléments de schistes cristallins chloriteux et de calcaire.

Ici donc nous voyons, au-dessous du niveau conglomératique, un complexe schisteux et gréseux, qui, sur la rive droite du torrent, forme un rocher surmontant l'Aalénien.

A *Lemettaz*, à l'W. de Chersaulaz, l'Aalénien perce sous les éboulis, et au-dessus de lui affleurent, sur un sentier non marqué sur la carte, des schistes marno-calcaires en partie micacés.

A *La Combaz*, au-dessus du Sex Blanc, on ne voit pas le contact du Flysch sur l'Aalénien. Cependant, les schistes semblent diminuer d'importance à la base de la série. On les trouve en effet sur le sentier qui traverse le torrent à l'altitude de 1450 m., mais

avec d'importantes intercalations de grès grossiers polygéniques et de grès quartzitiques.

A *Murgaz*, on voit l'extrémité occidentale du rocher spathique butter contre des schistes marno-calcaires de nouveau bien développés. Un peu plus haut, sur la rive gauche du torrent qui descend de Semeley et Plan Berrod, on a creusé une galerie de captage de sources pour Leysin à l'altitude de 1380 m., et dans cette galerie se trouve, après une série schisteuse, des grès quartzitiques et des brèches polygéniques.

Par contre, à la limite orientale de la carte, à l'altitude de 1350 m., immédiatement sur le calcaire spathique de *Murgaz*, sans que le contact même soit visible, repose les grès grossiers et quartzitiques, avec interposition de niveaux schisteux réduit.

Nous avons donc constaté que, dans les différents affleurements où la zone de contact peut être observée entre le Flysch et les Préalpes internes, ce sont tantôt des schistes, tantôt des grès, tantôt des conglomérats qui reposent sur le Lias.

Nous ne pouvons décider absolument si ces variations sont dues à des changements dans le faciès de la base du Flysch, ou si elles sont le fait d'écrasements tectoniques, ou si les deux causes y concourent. Comme le Flysch repose tantôt sur la série d'Oudoux, tantôt sur celle de *Murgaz*, il est évident que des écrasements se sont produits le long de ce contact, et qu'ils jouent ici le rôle principal, mais nous n'avons retrouvé nulle part ailleurs le poudingue de base de Combaz de Praz: il semble bien, en conséquence, que des variations de faciès se sont produites aussi dans ce niveau inférieur du Flysch.

II. — La région du col des Mosses.

Cette région s'étend au N. de la chaîne du Chaussy et de la colline du Quart. Dans son ensemble, c'est une dépression tapissée de terrains morainiques. Les glaciers du Mont d'Or, des cirques de Vers le Lac et de Lioson, et même plus à l'E., de celui de Lavaux sont venus converger vers la vallée de l'Hongrin. Nous verrons même qu'un glacier plus ancien, venu du S.W., a dû amorcer cette encoche du Col des Mosses. Les marais de Pleines-Mosses nous révèlent l'existence d'un ancien lac de barrage, et même

peut-être de plusieurs, dus sans doute à la jonction de deux glaciers. Celui de Vers les Lacs, lors d'un stade de retrait, a déposé l'admirable amphithéâtre morainique de Lioson d'en Bas, que nous avons déjà vu en passant. Celui du cirque de Lioson en a formé un non moins beau, presque plus net encore, dans les parages d'En l'Hongrin.

Mais cette dépression n'est pas due qu'à l'action glaciaire: elle était déterminée par sa constitution tectonique. C'est en effet le Flysch supérieur, complexe d'argiles et de marnes schisteuses, avec intercalations de grès, de calcaires et de fines brèches, qui forme toute la région.

Ce Flysch n'est visible qu'en affleurement tout à fait sporadique, dans quelques torrents affluents de la Raverettaz et de l'Hongrin. Ces affleurements suffisent tout de même à nous révéler quelques complications tectoniques intéressantes. Nous les décrirons brièvement, et traiterons à part le plateau des Sciernes de Praz Cornet, qui pose un problème spécial.

§ 1 — La fenêtre triasique du torrent de l'Eglise.

Un peu au N. de l'Eglise de la Comballaz, la route cantonale des Mosses est traversée par un torrent (point 1418), formé par la jonction de plusieurs branches. Remontons-le à partir de la route.

On chemine dans son cône de déjection, jusqu'à la confluence de 1420 m. Dans la branche S., on rencontre au bout de quelques mètres, les schistes argileux du Flysch supérieur, noirs, satinés, sériciteux, avec traces abondantes de plantes, et intercalations de grès à hiéroglyphes. Le tout est entièrement froissé et affleure jusqu'à la cote de 1500 m. environ.

Mais la branche septentrionale réserve des surprises: jusqu'à la cote de 1400 m. elle ne montre que de l'éboulis; mais alors apparaissent, sur la rive gauche, les couches typiques du calcaire gréseux à nodosaires, visibles sur 1 ou 2 mètres seulement, et cachés ensuite par l'éboulis. Un peu plus haut, à 1435 m., où deux ruisselets non cartographiés descendent sur les rives gauche et droite, affleure nettement de la cornieule. Elle passe bientôt à des calcaires dolomitiques, assez disloqués, qui occupent le torrent jusqu'à la cote 1450; ici de nouveau, la cornieule les recouvre et

immédiatement au-dessus, sans qu'on voie le contact, affleure un banc de grès fin, micacé, à hiéroglyphes, suivi des schistes argileux du Flysch. On les suit jusqu'au petit pont qui traverse le ruisseau à 1463 m., au-dessus duquel tout est caché par le glacier.

Nous avons donc affaire ici à un affleurement de Trias, qui perce au milieu du Flysch, entre le niveau à nodosaires et le Flysch supérieur. Est-ce que c'est une fenêtre où apparaît le Trias du Mont d'Or due très probablement à une saillie de la nappe des Préalpes médianes, sous le Flysch du Chaussy? Il faut convenir que sa position est étrange et parlerait en faveur d'une dislocation invisible. Le Flysch à nodosaires, en effet, se prolonge vers le N.E., dans la butte moutonnée au S. du chalet 1459. On le retrouve au bord de la route aux Fontaines, près du point 1437 m. Il va évidemment rejoindre celui que nous avons observé au-dessus de Cartier (anticlinal I—II). Mais vers le S.W., sa continuation butterait contre le Flysch supérieur de la branche sud du torrent, plutôt que d'emboîter le synclinal I du conglomerat moyen. Et dans notre branche nord, tout le Flysch supérieur doit être écrasé entre le Trias et le Flysch à nodosaires.

§ 2 — Le Flysch dans les torrents.

Dans la même branche sud du torrent de l'Eglise que nous venons de voir, le Flysch supérieur reparait beaucoup plus haut, dans chacun des trois ruisseaux qui se joignent. Dans celui du milieu, où prédominent les grès et les fines brèches, on retrouve des niveaux de schistes à plantes vers les cotes 1650 et 1670. L'ensemble plonge au N.W. de 50° à 60°.

Plus au N., dans le torrent des Terreaux, les mêmes schistes argileux à traces charbonneuses se montrent entre les cotes 1460 et 1480.

Le ravin profond que creuse le torrent descendant de Sonnaz, met aussi à jour en plusieurs points le Flysch supérieur très plissotté. C'est à cet endroit que la carte au 1.000.000 (feuille XVII) indique du gypse. Mais H. SCHARDT, déjà en 1884 (10, p. 52), signalait que ce gypse n'affleure pas.

Le Flysch se voit encore dans le cours de l'Hongrin vers la cote 1420 et sur toute la pente boisée qui soutient le plateau des Sierres de Praz Cornet. C'est dans le torrent même de Praz Cornet

qu'on peut étudier le mieux cette série très monotone et uniforme dans son ensemble, mais dont le détail varie à chaque pas. L'abondance des grès à hiéroglyphes, des schistes noirs charbonneux est bien caractéristique du Flysch supérieur. A la confluence des trois branches du torrent, on remarque un niveau de marne sombre, grossière, finement micacée, à cassure conchoïdale qui mesure une vingtaine de mètres d'épaisseur et s'intercale dans la série des schistes et des grès.

§ 3 — Les Siernes de Praz Cornet.

Les Siernes de Praz Cornet sont un pâturage en pente faible presque entièrement couvert de glaciaire local. Dans sa partie N. W. cependant, les ruisselets ont mis à jour les marnes du Flysch supérieur. Mais de cette pente molle, émergent brusquement deux collines aux flancs durs, dont l'une en pointe aigue, qui contrastent vigoureusement avec leurs alentours.

La pointe 1793 est plus complexe: son versant occidental très escarpé est fait de conglomérat moyen, tandis que le sommet et le flanc oriental sont constitués par les grès et calcaires à nodosaires pétris de ces fossiles, en couches très redressées, plongeant aussi à l'E.

Au S. du chalet de Sire (1696), sur le versant ouest d'une colline coupée par la limite de l'angle de la carte, affleure de nouveau le Flysch supérieur. Les éboulis qui entourent cette colline empêchent d'observer les contacts entre ces formations.

Tels sont les faits.

Mais à quoi rattacher ces fragments isolés de Flysch moyen, qui se dressent presque verticalement au milieu du Flysch supérieur, avec une direction méridienne? Il faudrait pour résoudre ce problème étudier en détail la région qui s'étend à l'E. et au N. de notre carte.

Il est possible en effet que nous ayons ici la tête d'un anticlinal plongeant que l'on pourra peut-être poursuivre dans le rocher des Rayes jusqu'à la Cape au Moine. Mais il est possible aussi que ce soit la tête redressée d'un anticlinal qui émerge et se rattache en profondeur à l'un des plis de la paroi du Taron, par exemple à celui du sommet de cette pointe, le seul dont on ne voie pas la fermeture vers le N.

III. — Le Flysch entre les Mosses et le Sépey.

Entre le Sépey et le Col des Mosses, trois collines de Flysch émergent du glaciaire. Ce sont, du N. E. au S. W. la colline du Quart, la colline de Crettion et les collines de Cretasse et de Barbéraz.

§ 1 — La colline du Quart.

Les couches de la colline du Quart plongent vers le S. E. et s'adaptent ainsi plus ou moins au pendage de celles du Mont d'Or. La série du Flysch vient donc butter là contre le bord radical des Préalpes médianes et s'enfonce en suivant son mouvement.

La colline du Quart est constituée par les trois unités inférieures du complexe du Flysch : le Flysch inférieur, le conglomérat moyen et le Flysch à nodosaires. Le Flysch inférieur affleure au S. de la colline dans le torrent du Quart, au-dessus de la route cantonale. Ce sont des schistes marno-calcaires à surface lisse, avec des niveaux de schistes à *Helminthoides labyrinthica* et des grès dont les uns sont fins, sombres et micacés, tandis que d'autres sont finement bréchoides, avec des éléments dolomitiques et cristallins. Les pentes boisées et escarpées qui dominent sont faites de conglomérat moyen, à cailloux calcaires de faible dimension. Au sommet et descendant vers le N., jusqu'à l'altitude de 1490 m., se trouve le Flysch à nodosaires, dont nous avons déjà signalé, dans la partie stratigraphique, la zone de calcaire grenu, fossilifère au S. du chalet 1598. Immédiatement au N. de la crête s'étend le glaciaire. Un affleurement isolé le perce à l'E. du chalet 1626 : c'est le Flysch supérieur sous forme de calcaires très siliceux avec beaucoup de veines de calcite, de calcaires sableux, à surface jaune, de marno-calcaires. Au S. E. de la colline, sous la route cantonale, au bord du chemin de la scierie, le conglomérat moyen apparaît au milieu du glaciaire, à l'altitude de 1385 m. Sa position là est étrange et ne s'explique que par un repli de la série du Flysch moyen. La direction des couches au pâturage Carty et la situation du conglomérat à l'E. de l'Ortier confirment du reste cette hypothèse.

§ 2 — La colline de Crettion.

Au S. du Chalet de Crettion perce une butte moutonnée de Flysch tout à fait isolée dans le glaciaire. Elle est faite entièrement

de Flysch à nodosaires. Or, à moins de 500 mètres vers le S. E., affleure dans le torrent de la Raverettaz le Lias inférieur de la lame d'Oudioux et la cornieule de la lame de Murgaz. La base du Flysch subit donc entre la colline du Quart et celle de Barbéraz une forte réduction due à l'écrasement du front de la nappe.

Environ 600 m. à l'W. de la butte de Crettion, entre les deux chalets de Chaudet 1648 et 1640, la pente est formée, sous l'éboulis du Mont d'Or, de Flysch supérieur, schistes noirs micacés avec intercalations gréseuses. Près du chalet 1640 affleure un calcaire singulier, dont nous reparlerons au dernier paragraphe de ce chapitre.

§ 3 — Les collines de Cretasse et de Barbéraz.

Entre la butte de Crettion et la colline de Barbéraz, à la jonction des chemins de Planzallard et de la Pierre du Moellé vers la Comballaz, affleurent les marnes brunâtres du Flysch supérieur, sous l'école de la Comballaz. Au-dessous, sur la route cantonale, à la traversée du torrent de Planzallard (point 1303 m.), se montrent les calcaires à nodosaires. Ils sont donc ici 200 m. plus bas qu'au Crettion et dans le prolongement vers le S. W. du Lias inférieur du fond du ravin. Ces positions ne s'expliquent qu'en admettant une faille importante, qui séparerait le Crettion de la colline de Barbéraz, et qui serait entièrement cachée par le glacier. La disposition des terrains dans le fond de la vallée, à la confluence du torrent des Saves avec la Raverettaz vient donner plus de probabilité encore à cette hypothèse. Examinons donc les faits en détail.

Sur la route cantonale, au pont 1303, le Flysch à nodosaires est représenté par des calcaires schisteux, d'un blanc grisâtre à la surface. Il s'y intercale des grès et des calcaires gréseux à foraminifères, que nous avons constatés déjà au sommet de la colline du Quart et qui passent ici à un grès grossier sans fossiles. Ce complexe affleure au bord de la route, jusqu'à une centaine de mètres au S. du pont. Un peu plus bas, au tournant de la route, nous trouvons le conglomérat moyen. Son contact avec le Flysch à nodosaires est ici caché par le glacier de Planzallard, qui descend jusqu'à la route au-dessous de laquelle l'éboulis masque aussi ce contact. Mais on peut suivre, en descendant la pente escarpée et boisée, le conglomérat moyen, en bancs à peu près verticaux, jusque près du

fond du ravin. Et là, on le voit butter, presque à angle droit, contre l'*Aalénien*, typique, qui occupe le lit des cours d'eaux à la confluence de la Raverettaz avec le torrent des Saves. L'*Aalénien* renferme ici de grands rognons ferrugineux. Sur la rive gauche de la Raverettaz, un petit glissement de terrain dans ces schistes argileux a poussé le torrent vers l'W., ce qui met en escarpement l'*Aalénien* de la rive droite, contre lequel butte le conglomérat. La faille ici est indéniable, bien que le contact immédiat de l'*Aalénien* avec le conglomérat moyen ne soit pas visible dans la forêt. Une vingtaine de mètres en aval de la confluence, par contre, on voit nettement l'*Aalénien* en contact avec le Flysch de base supérieur, sur la rive droite de la Raverettaz.

Cette faille, si manifeste dans le fond du ravin, est évidemment l'accident qui provoque l'étrange différence du niveau entre le Flysch du Crettion et celui du pont 1303 de la grande route. Nous l'appellerons *faille de Perrausaz*, bien que sur les pentes de ce pâturage, qu'elle traverse, elle soit entièrement cachée par le glaciaire. Vers le S., cette faille se prolonge et change de direction. Nous la retrouverons en étudiant le versant gauche de la Raverettaz, où l'on voit, au-dessous des Vernex, le même *Aalénien* butter contre les brèches intermédiaires du Flysch inférieur.

Maintenant que nous avons établi l'existence de cette fracture, qui limite vers le N.E. les massifs de Cretasse et de Barbéraz, reprenons la description de ces collines.

a) *La colline de Cretasse* est une butte moutonnée presque entièrement couverte de glaciaire, et constituée par le Flysch supérieur. On en voit affleurer les schistes bruns avec de petits bancs de grès micacés, près du sommet, au chalet de Guerce, et plus à l'E., au chalet de Cretasse. On les retrouve plus à l'E. encore dans le ruisseau descendant de la Gittaz sur Carsaleyre, où se mêlent aux schistes bruns des schistes argileux noirs accompagnés de bancs calcaires. Enfin, nous avons observé déjà ce Flysch supérieur près de l'école de la Comballaz, sur le chemin de la Pierre du Moellé.

Un peu au-dessus, dans le ruisseau qui descend de Dradey, on aperçoit les schistes et grès de ce Flysch, vers les cotes 1390 et 1400. Mais les affleurements sont si restreints, qu'on ne peut affirmer s'ils sont en place.

La grande tourbière de Carsaleyre et le ravin par où s'en écoule vers le S. W. le ruisseau de la Gittaz, séparent nettement la colline de Cretasse de celle de Barbéraz.

b) *La colline de Barbéraz.* En 1892, CH. SARASIN a décrit rapidement la colline de Barbéraz (16, p. 5) et l'a considérée dans son ensemble comme un pli synclinal. Il se basait sur la similitude des marnes de Flysch qui affleurent sur la colline de Cretasse, et de celles qu'on observe sur la route d'Aigremont et qui font nettement partie de l'Aalénien.

En réalité, la colline de Barbéraz est formée d'une seule série régulière des divers niveaux du Flysch, en couches presque verticales inclinées vers le S. E.

Dans le torrent qui la borde au N. W. (torrent de la Gittaz) affleurent en divers points les schistes argileux et les grès micacés du Flysch supérieur. Le versant boisé qui domine est presque entièrement couvert d'éboulis, mais on trouve le Flysch à nodosaires sur le chemin qui monte de Carsaleyre au sommet de la colline, dès l'altitude de 1400 m. environ. Au tournant de ce sentier, les calcaires à nodosaires sont bien typiques, et déterminent une petite crête allongée qui flanque le sommet de la colline. Mais plus bas, sur le chemin, vers la cote 1405, ce Flysch présente une particularité. Dans ces schistes marno-calcaires s'intercalent des bancs de grès fins, accompagnés de schistes sériciteux et chloriteux qui ont l'aspect des schistes de Casana. Ils forment une bande d'un mètre d'épaisseur environ.

L'arête même de la colline est formée par le conglomérat moyen, dont les gros bancs, en saillie, façonnés par l'action glaciaire, émergent pittoresquement des pâturages et des bois. Toute la partie S. E. est formée de Flysch inférieur, en partie caché par des placages morainiques.

Suivons vers le N. E. le conglomérat moyen, qui forme l'échine de notre butte. Du sommet 1444, les couches verticales se dirigent vers Planzallard, et arrivent presque au niveau de ce plateau. On les voit sur le sentier qui mène au chalet près du point 1412.7, flanquées au S. E. du Flysch à radiolaires, lequel fut exploité en carrière immédiatement au-dessous du sentier, à l'altitude de 1360 m. Dans cette ancienne carrière apparaissent nettement les calcaires

blancs intercalés dans un complexe de schistes marneux et de grès micacés: c'est donc la partie supérieure du Flysch de base.

Si maintenant nous examinons la pente au S. E. du point 1412.7, nous y retrouvons le conglomérat moyen, en couches toujours verticales, avec la même direction que sur l'arête de la colline se prolongeant sur la route cantonale, et jusqu'au fond du ravin où nous l'avons vu buter contre l'Aalénien.

Il y a ainsi un décalage manifeste entre ces deux bandes de conglomérat moyen. Nous sommes donc obligé d'admettre ici une seconde faille, passant par les chalets de Planzallard et par le chalet du point 1412.7. Le placage morainique sur lequel est bâti ce chalet, et qu'on exploite un peu au S., empêche la constatation directe de cet accident.

Examinons maintenant, avec quelque détail, le flanc S. E. de notre colline, formée presque entièrement par le Flysch inférieur.

Dans le ravin de Raverettaz, en aval de la confluence du torrent de Saves, le niveau supérieur de Flysch de base est très réduit et bientôt apparaissent les couches de la brèche polygénique intermédiaire, en rochers surplombant le torrent, dirigées N. 50° E. Elles sont presque verticales, plongeant plutôt vers le N. W. au-dessus du point 1192 m. et plutôt vers le S. E. au-dessous. La route cantonale de la Comballaz-Sépey qui domine le ravin, tranche obliquement cette série et montre une coupe intéressante du Flysch inférieur.

Nous allons donc descendre cette route. A l'altitude de 1280 m. après avoir traversé le conglomérat moyen, se trouve une carrière dans le Flysch de base supérieur. Les bancs de calcaire blanc à radiolaires y sont nombreux, mais toujours accompagnés de grès passant à de fines brèches. C'est également à cet endroit que les schistes marno-calcaires, plus abondants vers le bas de la série à la limite de la carrière, contiennent de fort belles traces de *Helminthoides labyrinthica*. Après cette carrière la brèche polygénique intermédiaire affleure tout le long de la route avec ses intercalations de grès et d'argile, dont la schistosité est souvent oblique à la stratification. Ce n'est que beaucoup plus bas, lorsqu'apparaît vers l'altitude de 1200 m. une paroi rocheuse au bord de la route, que l'on trouve quelques bancs d'un grès, qui a l'apparence du grès à brachiopodes, complexe inférieur à la brèche intermédiaire. Depuis le point 1170 m.,

là où le raccourci pour le Sépey descend à gauche, nous nous trouvons de nouveau en pleine brèche polygénique intermédiaire avec ses intercalations de grès et de schistes, exploitées, entre autres, un peu au-dessous du point 1170.

Les couches, dirigées jusqu'ici vers le S.W. presque parallèlement à la route, ont donc changé de direction. En effet, dans cette carrière, on les voit inclinées vers l'W.; une autre carrière, plus bas, sur le lacet moyen de la route, à la cote 1175 environ, nous montre les calcaires à radiolaires bien typiques, dirigés S.S.W., à peu près verticaux. Et ce même complexe de calcaire affleure à 250 m. de là vers l'W., dans le torrent du Troublon, à la confluence du ruisseau de la Gittaz et de celui de Derrière Mattelon.

Ainsi le niveau supérieur du Flysch de base, que nous avons vu si réduit près de la faille de Perrausaz, augmente beaucoup d'épaisseur vers le S.W. en même temps que l'ensemble de la série tourne assez brusquement vers le S.

Au-dessus de la route, le versant de la colline, couvert de bois, de pâturages et de taillis, n'offre guère de coupe intéressante. Un joli cirque de glacier local y est découpé près des Champs, déterminant des niveaux aquifères qui ont permis l'établissement de nombreux chalets. Tandis qu'au-dessus de lui, de part et d'autre, les placages morainiques de Zoche et de Barbéraz sont certainement plus anciens.

Avant d'étudier le versant méridional de la colline qui domine la Grande Eau et la Raverettaz et se rattache directement à la butte du plan de Langy, nous devons décrire le ravin du Troublon; il nous montre des faits d'autant plus importants qu'ils sont plus délicats à établir.

§ 4 — Le ravin du Troublon.

Le Troublon est un affluent de la Grande Eau qui coule à l'E. du Sépey. La coupe qu'il découvre au-dessous de la route cantonale est des plus intéressantes, car elle nous montre, tout près de son contact avec le Trias des Préalpes médianes, le Flysch du Chaussy chargé de lentilles très curieuses de grès et de calcaires à radiolaires. C'est F. JACCARD qui les a signalées le premier et décrites dans une note (40) à laquelle nous nous reporterons.

Il les attribue au Jurassique supérieur, au Tithonique. A. JEAN-NET a repris leur description dans sa Monographie des Tours d'AI

(48), et les a figurées sur sa carte. Il met en doute leur âge jurassique, inclinerait plutôt à les considérer comme infra-crétacées, mais ne se prononce pas nettement là dessus. Ni l'un ni l'autre de ces auteurs ne discute leur connection tectonique.

Commençons par établir les faits, en remontant le ravin du Troublon depuis son embouchure avec la Grande Eau. Un grand chemin qui de part et d'autre de la rivière, descend vers un pont traversant la Grande Eau un peu en aval de cette confluence, permet d'accéder sans peine au ruisseau du Troublon. Notons encore que la Grande Eau, vers l'aval, coule dans une gorge profonde taillée dans les calcaires dolomitiques du Trias des Préalpes médianes.

Ce Trias affleure à la confluence du Troublon et de la Grande Eau, où F. JACCARD signale déjà un passage latéral des calcaires dolomitiques et de la cornieule à un calcaire vermiculé. En remontant le ravin, on foule le calcaire dolomitique, en couches légèrement ondulées, jusqu'au pont qui franchit le torrent vers 900 m. d'altitude. De part et d'autre de ce pont, sur les deux rives, affleure le calcaire dolomitique grisâtre du sommet de la „série du Mont d'Or"; il forme de petits rochers isolés, en saillie.

C'est au-dessus du pont que les complications interviennent. Une trentaine de mètres en amont, le lit du torrent est interrompu par une cascade infranchissable, haute d'une dizaine de mètres, qui surplombe une sorte de cirque ou une large cuvette. La chute est déterminée par une épaisse couche de calcaires triasiques, qui dessine un fer de cheval dans le ravin; à sa base, elle passe à de la cornieule. Or, juste en aval de la cuvette affleurent les schistes noirs et les grès du Flysch supérieur. Ils sont très redressés et plongent à l'E. S. E. Et sur la rive gauche on les voit envelopper la cornieule et les calcaires dolomitiques, en formant d'une part le fond de la cuvette et d'autre part la raide pente boisée qui surmonte la paroi triasique. Les couches du Flysch sont très tourmentées autour des calcaires légèrement plissottés qu'elles enveloppent, et une petite lentille de Trias est restée pincée dans leur masse. L'ensemble de ces bancs triasiques se présente donc ici comme une écaille, arrachée aux Préalpes médianes, ou comme une petite digitation de cette nappe pénétrant dans la masse du Flysch. Sur la rive droite, et de même en aval de la cuvette, tout est caché par le glaciaire.

Au-dessus de la cascade, c'est encore le Trias qui affleure dans

le lit du torrent, en calcaires dolomitiques partiellement cornéifiés. Mais quelques mètres en amont se dresse, sur la rive gauche, une petite paroi, qui est la principale curiosité du ravin. Voici en quels termes la décrit F. JACCARD (40).

„Puis nous trouvons sur la rive gauche une petite paroi, formée par des grès marneux grisâtres qui passent latéralement à des calcaires gris-jaunâtres, veinulés. Le tout est recouvert par des schistes noirs. Ces grès marneux et calcaires forment avec les schistes noirs une lentille allongée au milieu des schistes et grès micacés du Flysch.”

On peut ajouter que la position tectonique de ces calcaires à radiolaires est étrange, puisque cette lentille se trouve entre le Flysch du Chaussy et le Trias des Préalpes médianes, avec laquelle on ne voit malheureusement pas son contact.

Nos observations au microscope confirment entièrement celles de F. JACCARD.

„Les calcaires gris-jaunâtres, dit-il, sont remplis de radiolaires, qui apparaissent en clair au milieu de la pâte calcaro-argileuse. Ce sont d'après des formes décrites:

Cenosphaera.

Sethocapsa.

Rhopalastrum.

Lithocampe.

Cyrtocalpis.

Stylodictia ?

Dictyastrum ?

Dictyomitra ?

La plupart de ces genres sont signalés à l'état fossile dans les schistes à *Aptychus* d'Urschlan, d'âge tithonique.”

A propos des coupes minces des grès marneux passant latéralement aux calcaires à radiolaires F. JACCARD décrit: „Une boue à débris de Foraminifères et de radiolaires, avec des menus cristaux de feldspath et de quartz réunis par un ciment fin calcaro-argileux. Quelquefois aussi, la roche est formée de véritables oolithes argilo-calcaire. Ces petites boules marneuses (marne à débris organiques) sont réunies par un ciment calcaire, avec quelques petits cristaux de quartz et de feldspath.”

L'âge tithonique de ces calcaires, admis par F. JACCARD, est

nettement confirmé par la présence de *Calpionella alpina*, Lorentz, qui se trouve en abondance dans certaines coupes minces. Je n'en ai pas vu, pour ma part, qui fussent incontestables, mais dès lors mon ami J. DE RAAF en a trouvé qui ne laissent plus de doute. C'est donc lui qui a trouvé définitivement l'âge portlandien de ces calcaires.

Vis à vis de notre rocher, sur la rive droite du torrent, affleurent les grès micacés du Flysch, qui se continuent vers l'amont, cachés de temps à autre par l'éboulis; peu à peu, les couches se dirigent vers le N., en plongeant vers l'E.; puis, dès la cote 945 environ, tout est caché par le glaciaire.

§ 5 — La Grande Eau au S.E. du Sépey.

Du pont qui traverse le Troublon à l'altitude de 800 m., en suivant vers l'E. le sentier qui domine la Grande Eau, on voit au bout de 80 m. affleurer les calcaires et grès de radiolaires, que nous venons de décrire. Ils sont ici, au bord du sentier, tout entourés d'éboulis. On y remarque le passage latéral de ces couches à un calcaire spathique, contenant des micas et des débris dolomitiques, sillonné de veines de calcite.

Puis nous quittons le sentier, pour nous diriger toujours vers l'E. A une trentaine de mètres de notre affleurement, apparaissent au milieu de la pente d'éboulis, des bancs de grès micacés à grain grossier, comme on en trouve dans le Flysch supérieur; ils montrent une forte inclinaison vers l'E.

Un peu plus loin, une paroi d'une dizaine de mètres de hauteur, surmontée par de la moraine, surplombe la Grande Eau. Elle est formée d'argile et de marnes calcaires siliceuses, noirâtres, plus ou moins tourmentées. Ce complexe, typique du Flysch supérieur, se continue vers le S.E. sur la rive gauche de la rivière, et là se trouve en contact net avec les grès et calcaires à nodosaires du Flysch moyen, qui le recouvrent, suivis bientôt par le conglomérat moyen.

On peut suivre ce Flysch moyen vers le S.E.; il s'épaissit peu à peu et traverse la voie ferrée Sépey-Diablerets en dehors de la limite de notre carte. Vers le N., par contre, cette bande de Flysch moyen semble se laminer.

Il disparaît sous le glaciaire, dans la pente qui descend au S.

de Pontet; mais là, le Flysch à nodosaires est réduit à quelques mètres, et le conglomérat moyen apparaît très écrasé aussi. Or, on se rappelle que dans le ruisseau du Troublon, au-dessus de la route cantonale, à l'altitude de 1070 m., c'est le Flysch de base supérieur qui affleure, en plongeant vers le S. S. E.; tandis que plus en amont, au pied occidental de la colline de Barbéraz, c'est le Flysch supérieur qui forme le lit du ruisseau. Du sommet de Barbéraz, pour rejoindre notre affleurement de la Grande Eau, le Flysch moyen devrait donc décrire une courbe très prononcée, et passer obliquement entre ces deux affleurements du ruisseau supérieur du Troublon; ceci implique un important laminage, qui va peut-être jusqu'à l'écrasement total. Et cette courbe marque un bombement du Flysch inférieur, bombement très manifeste et en relation certaine avec la plongée du front des Préalpes internes, que nous décrirons dans un chapitre prochain.

§ 6 — Le flanc méridional de la colline de Barbéraz et le Plan du Langy.

Dans toute la partie inférieure du versant de la colline de Barbéraz qui descend vers la Grande Eau, les couches de Flysch montrent une régularité remarquable, et qui contraste au premier coup d'œil avec l'aspect tourmenté du Flysch d'Aigremont. Ces couches, qui se dirigent verticalement vers le S. E., traversent la Grande Eau et se poursuivent dans le Plan du Langy.

La coupe détaillée des assises du Flysch au Plan du Langy, que nous avons décrite dans la partie stratigraphique de cet ouvrage, nous dispense d'une énumération nouvelle. Rappelons seulement qu'en remontant la voie ferrée, le contact est net entre le conglomérat moyen et le Flysch de base supérieur, qui commence par un complexe schisteux où l'on a tenté d'exploiter autrefois des couches charbonneuses. Puis les bancs calcaires augmentent peu à peu d'importance, à mesure qu'on descend dans la série du Flysch, et dès le tournant de la voie vers le N. E., ils forment une alternance régulière avec de petits bancs de grès micacés. Plus loin, la voie passe sur deux petits ponts, et c'est là que débute la brèche polygénique intermédiaire, en bancs parfois énormes, avec des intercalations de schistes marno-calcaires et surtout de calcaires gréseux noirs micacés. Une quinzaine de mètres

avant le tunnel, les schistes marno-calcaires prédominent, et montrent un contact net avec les grès échinodermiques que traverse le tunnel. On exploite ces grès, au-delà du tunnel, tout le long du grand éboulis qui descend jusqu'à la Grande Eau; et c'est dans cette exploitation qu'on trouve une faune de brachiopodes et de lamellibranches, malheureusement indéterminables et trop mal conservés pour qu'on en puisse tirer des conclusions sur l'âge de ce niveau. Vers le bas, ces couches échinodermiques passent à un grès chargé d'éléments dolomitiques, où l'on trouve également des lamellibranches, et en outre de petits gastéropodes; les cailloux dolomitiques augmentent vers la base et la roche devient ainsi peu à peu bréchoïde.

On peut suivre ces grès dolomitiques, en descendant le ruisseau du Langy, jusque dans la Grande Eau, où nous continuons notre coupe vers l'E., en traversant la brèche polygénique de base. Elle commence à l'embouchure du torrent du Langy, par de gros bancs à grands éléments de calcaire noirâtre, de grès clairs, de gneiss et de granite, avec intercalation de schistes marno-calcaires. Une trentaine de mètres en amont apparaissent dans cette masse de petites couches de grès rougeâtres et de quartzites blancs, qui bientôt se multiplient considérablement, et que l'on suit jusqu'à 50 m. en aval de l'embouchure de la Raverettaz. Les couches de brèche grossière continuent encore une quarantaine de mètres, et sont en contact net avec une brèche plus fine, à éléments calcaires et ciment gréseux, qui forme la base du Flysch et que surmonte l'Aalénien des Préalpes internes. Les premières couches de cette brèche calcaire plongent de 50° au N.E., et vers l'amont elles se redressent jusqu'à la verticalité.

En remontant le torrent de la Raverettaz vers le pont 1069, on voit constamment sur la rive droite l'Aalénien et sur la rive gauche le Flysch écroulé d'Aigremont, que nous décrirons au chapitre suivant. Mais nous retrouvons le contact de l'Aalénien avec le Flysch de la colline de Barbéraz près de la grande route des Diablerets, au S. W. de ce pont 1069. D'en face, du versant d'Aigremont, on voit admirablement ce contact monter du fond du ravin, obliquement, vers le S. W., à travers la pente buissonneuse. Il traverse la route environ 300 m. au S. W. du pont; là, à côté du mur qui soutient l'Aalénien, surgit en saillie la brèche polygénique de

base. Mais elle est ici très réduite, n'ayant que 3 à 4 m. d'épaisseur. Elle est surmontée directement par le niveau gréseux fossilifère, qui soutient la grande masse de la brèche polygénique intermédiaire.

Ce laminage de la brèche inférieure correspond à celui que nous avons constaté, au paragraphe précédent, sur le Flysch moyen, et c'est l'effet de la même cause. Le contact de l'Aalénien et du Flysch décrit, sous le glaciaire des Evoëttes, la même courbe, entre notre route et le ravin de la Grande Eau. C'est la courbure du front retroussé des Préalpes internes.

§ 7 — La carrière de la Gittaz et l'affleurement de Chaudet.

A propos du Flysch entre le Col des Mosses et le Sépey, il convient de signaler deux petits affleurements assez énigmatiques, et tout à fait isolés, qui se trouvent sur le versant méridional du Mont d'Or, et dont l'attribution au Flysch du Chaussy ou aux Préalpes médianes, reste douteuse. La zone de contact entre les deux nappes est là entièrement voilée par le glaciaire ou l'éboulis.

a) La carrière de la Gittaz

Environ 1800 m. au N. N. E. du Sépey, au-dessus du chemin qui monte de la Comballaz à la Pierre du Moellé, se dresse la petite butte de la Gittaz (1432 m.), où l'on a exploité un ensemble de couches entièrement entourées de glaciaires. C'est un calcaire gris, finement grenu, avec des veines de calcite. Les couches, peu épaisses, plongent de 50° au N. E. La roche rappelle singulièrement le calcaire à radiolaires du Troublon, que nous avons vu en lentille dans le Flysch supérieur près du Trias des Préalpes médianes.

Mais au microscope, nous n'avons pas pu trouver dans ce calcaire la moindre trace de radiolaire ou de calpionelle. D'autre part ce calcaire est légèrement dolomitique. Il nous semble donc appartenir au Trias. Mais nous tenons à signaler ce doute. Il se peut aussi que ce soit un paquet écroulé ou glissé plutôt du Mont d'Or, car non loin de là, au N. W. affleure le gypse.

b) L'affleurement du chalet de Chaudet

Nous avons indiqué déjà au § 2, un affleurement qui se trouve

juste au N. de la carrière de la Gittaz, près du chalet de Chaudet 1640. Là, tout près du Flysch supérieur du Chaussy, émerge de l'éboulis du Mont d'Or une petite butte formée de minces couches calcaires très semblables à celles de la Gittaz. Là aussi, le calcaire est légèrement dolomitique, et faute d'arguments contraires, nous le considérons comme représentant le haut de la série triasique du Mont d'Or. Il se peut cependant que ces calcaires soient l'homologue des couches à radiolaires du Troublon.

IV. — Aigremont et le front recourbé du flysch du Chaussy.

§ 1 — Aperçu général.

Dans leur monographie sur les Alpes vaudoises (14) FAVRE et SCHARDT, décrivent en ces termes la disposition du rocher d'Aigremont: „Le rocher, sur lequel est assise la ruine d'Aigremont est formé d'immenses bancs de brèche grossière, à éléments gigantesques. Ces bancs plongent d'abord au S. E., se redressent ensuite en semblant former une voûte, puis ils reprennent leur ancien plongement du côté des Ormonts-dessus.”

Cette courbe en voûte des bancs du Flysch, remarquée déjà par nos auteurs en 1887 n'a trouvé sa véritable interprétation qu'en 1923, lorsque M. LUGEON a montré que la bande liasique des Préalpes internes plongeait dans le ravin de la Comballaz, encapuchonnée par le Flysch du Chaussy. Nous sommes donc, à Aigremont, sous cette bande liasique, dans le front recourbé du Flysch.

Observons en effet cette colline d'Aigremont du Plan du Langy au S. E. du Sépey. Elle avance comme un bastion, isolée par des ravins encaissés de la masse du Chaussy à laquelle une sorte de pédoncule la relie, par le col des Voëttes. Le replat de ce col, et les pentes qui s'en élèvent mollement vers le N. E., sont déterminés par les schistes aaléniens; c'est dans une bande de ces schistes que sont taillés le ravin de Raverettaz et celui de Sous le Cloud qui entourent Aigremont à l'W. et au N.; c'est encore l'Aalénien qui forme le haut du ruisseau des Tannes à l'E. de notre butte. Aigremont donc apparaît comme une tête de Flysch surgissant par dessous dans une masse aalénienne. Or le Flysch d'Aigremont est indubitablement celui du Chaussy; l'Aalénien est celui

de la lame d'Oudioux que nous avons suivie sous le Flysch du Chaussy, recourbée sous l'écaille d'Oudioux qu'elle encapuchonne.

A l'E. d'Aigremont, sous l'Aalénien renversé de la série d'Oudioux, ce Flysch se continue; mais les dépôts morainiques, les glissements et les écroulements en cachent la plus grande partie; quelques affleurements néanmoins nous permettent de reconstituer la tectonique de l'ensemble.

Cette masse de Flysch recourbée sous la lame d'Oudioux est affectée de replis parfois aigus, allant même jusqu'à des écailles, où elle s'enchevêtre avec l'Aalénien qui l'entoure.

Le rocher d'Aigremont attire depuis longtemps l'attention des géologues, par le grand écroulement, si visible, dont une partie date du XVI^e siècle, et par les „blocs exotiques", que l'on y trouve dans le Flysch.

§ 2 — La colline d'Aigremont.

Commençons par remonter le cours de la Grande Eau en partant de sa confluence avec le torrent de Raverettaz. A l'embouchure même de ce ravin, un grand éboulis cache la roche en place; mais 80 m. plus en amont, sur le versant droit de la Grande Eau, on voit affleurer l'Aalénien surmonté d'une paroi de Flysch dont les gros blocs écroulés envahissent la berge.

Examinons de près cet affleurement. L'Aalénien est bien typique; j'ai trouvé des *posidonomies* et une ammonite indéterminable. Le Flysch est fait d'une brèche polygénique, à éléments de granite, de gneiss, de schistes sériciteux, avec des grès grisâtres très micacés et d'autres noirâtres et calcaires, également micacés; c'est nettement la brèche polygénique de base, avec peut-être les grès échinodermiques. Quant au contact des deux formations, il est manifestement tectonique, les deux terrains s'écrasent l'un contre l'autre, pénètrent l'un dans l'autre en replis et en lentilles qui font une magnifique brèche de friction.

Les couches du Flysch plongent d'environ 30° vers le N. N. E. Toute la rive gauche de la rivière est en Flysch, plus ou moins masqué par la forêt, mais bien continu; et plus en amont, à l'embouchure du torrent de La Léderry, on le voit plonger fortement au S. E.

Le Flysch entoure donc complètement, à l'E., au S. et à l'W.

l'Aalénien; celui-ci se ferme en cet endroit; c'est le front même de l'écaille d'Oudioux, qui enveloppe la masse d'Aigremont, fait dans le vallon de la Raverettaz un plongeon vertical de 400 m. et se recourbe légèrement vers le S. E., près du cours de la Grande Eau.

Remarquons encore que le Flysch de base est largement développé vers le W.; ses niveaux, que nous avons étudiés dans la partie stratigraphique, y prennent toute leur ampleur. A l'E. au contraire, au contact avec l'Aalénien, il s'écrase; la brèche polygénique inférieure se lamine fortement, et les grès échinodermiques semblent parfois toucher les schistes noirs liasiques.

Continuons maintenant à remonter le cours de la Grande Eau. La rive droite montre un Flysch de base très réduit, presque dépourvu de toute intercalation schisteuse; à partir d'un ruisseau qui descend du pont 1073 de la route cantonale, il se cache sous l'éboulis, d'où il émerge au-dessus du talweg en une petite paroi aboutissant au chalet 1013.

Mais juste au-dessous de ce chalet arrive dans la rivière une mince bande rocheuse de conglomérat moyen, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, surmontant des couches à nodosaires. Puis c'est le Flysch supérieur qui apparaît, jusqu'au coude brusque de la Grande Eau, en amont de son segment N.-S. Ce Flysch supérieur est ici très typique, avec ses argiles noirs micacées, où s'intercalent des grès à hiéroglyphes et des couches charbonneuses. Il est nettement séparé du Flysch inférieur par une mince bande de conglomérat moyen, que l'on suit sur la rive gauche jusque dans le ruisseau qui arrive au coude de la rivière, où il renferme en abondance les cailloux blancs caractéristiques, et par une faible épaisseur de couches à nodosaires.

Le Flysch supérieur apparaît donc ici en *fenêtre*, tout entouré de Flysch inférieur; c'est évidemment un repli dans la partie frontale du Flysch recourbée sous la lame d'Oudioux.

Le tronçon N.-S. de la Grande Eau montre les schistes siliceux, micacés, et les grès de la partie supérieure du Flysch de base; puis après un nouveau coude à angle droit, tout est caché par un cône d'éboulis, où s'appuie le petit pont de Fregnire. Et lorsqu'on retrouve la roche en place, une trentaine de mètres en amont

de ce pont, c'est de nouveau le Flysch supérieur qui forme les deux berges, jusqu'au delà du ruisseau des Tannes. C'est donc un nouveau repli de la carapace rebroussée et renversée du Flysch du Chaussy.

Si maintenant, quittant le talweg de la Grande Eau, nous montons du pont de Fregnire vers le N., dans la pente boisée de la berge, nous trouverons des traces de conglomérat moyen et de couches à nodosaires, montant presque verticalement vers le N. E. Ces bancs séparent donc, de nouveau, le Flysch supérieur de l'amont, du Flysch inférieur de l'aval. Et l'on retrouve ce Flysch inférieur sur le sentier qui monte du pont vers les chalets de Fregnire; là les brèches polygéniques intermédiaires affleurent nettement, avec les schistes et grès micacés, plongeant de 45° vers le N. N. E. C'est là que H. SCHARDT signale déjà en 1884, un beau gisement de fucoides (10, p. 32).

Gagnons maintenant la grande route cantonale, et suivons-la vers l'W., en descendant, depuis le ruisseau des Villards, qui coule sur un important glissement de terrain. Le premier affleurement qui apparaît sur la route avant le ruisseau du Frachey est fait d'abord pour étonner: ses argiles noires micacées, avec de minces intercalations de grès, ressemblent frappamment aux couches de l'Aalénien; pour peu que ces lits de grès se disloquent, ils simulent les rognons ferrugineux du Lias supérieur. Mais ces schistes et ces grès sont cependant bien du Flysch; nous en avons vu d'identiques, sur la voie ferrée Sépey-Diablerets, juste en dehors de notre carte, à l'W. du Plan du Langy; et là, ils forment la base du Flysch supérieur.

Sur notre route, ce Flysch supérieur, le même que dans la Grande Eau, est bien mis à jour par les torrents du Frachey et des Tannes. Au delà tout est caché par le glaciaire. La roche en place ne reparait qu'au-dessus du pont de Fregnire, où deux petits affleurements de Flysch inférieur percent sous l'éboulis; puis l'éboulis occupe la pente jusqu'au pont cote 1073. Dès lors, et jusqu'à l'écroulement d'Aigremont, on ne voit que des brèches polygéniques grossières, avec des grès et des schistes marno-calcaires. L'ensemble est extraordinairement broyé, tourmenté, à tel point qu'on n'arrive guère à distinguer les brèches polygéniques de base et les brèches polygéniques intermédiaires; l'une et

l'autre doivent être comprises dans ce complexe, et on les a confondues jusqu'ici sous le nom de „brèche d'Aigremont”, lequel prête donc à équivoque. Juste à la limite de la masse écroulée, l'Aalénien reparaît, schistes noirs à posidonomies, en petit repli dans le Flysch; le contact est particulièrement tourmenté, avec des lèches d'Aalénien s'engageant dans la brèche polygénique, avec de menus replis ployant les deux formations qui s'enchevêtrent de la façon la plus capricieuse.

Puis la masse écroulée, vraie mine de curiosités pour les pétrographes, s'étend jusqu'au pont de la Raverettaz.

On peut suivre, au-dessous de la route, la limite entre le Flysch et l'Aalénien; le contact tectonique est d'une netteté admirable, toujours avec des replis aigus, des lentilles d'Aalénien broyées avec des schistes du Flysch inférieur, au milieu de la brèche polygénique de base. Puis tout disparaît sous l'éboulis, jusqu'à la Grande Eau d'où nous sommes partis.

Examinons maintenant la niche d'arrachement de cette masse écroulée. C'est une haute muraille presque verticale, d'où les blocs continuent à se détacher. De loin déjà, on y aperçoit une importante fissure, qui doit jouer un rôle dans les écroulements. Cette fissure est d'autre part, pour la tectonique de toute la région, une dislocation importante. On peut la toucher en remontant l'arête des Corbassières, qui surplombe l'écroulement du côté N. Jusque vers 1250 m., on gravit des couches de brèche polygénique, où les éléments cristallins, arrondis, sont très abondants; et c'est vers 1250 m. que les premières couches de calcaire blanc à spongiaires apparaissent. A 1290 m., ces calcaires blancs sont coupés par une profonde crevasse, qui les sépare de la paroi principale d'Aigremont; et celle-ci est faite des grès et des brèches intermédiaires; il y a donc un rejet important de part et d'autre de cette fissure. Sa direction est presque exactement S-N.; et si nous la prolongeons par la pensée, nous rejoignons la grande faille de Perrausaz. Il nous semble donc très probable que ces deux fractures n'en font qu'une, une faille puissante qui tranche tout le front recourbé des Préalpes internes et du Flysch du Chaussy qui l'encapuchonne.

Au S. de notre arête, cette faille coupe une bande de conglomérat moyen qui prend en écharpe le flanc méridional de la col-

line d'Aigremont. On suit ce conglomérat moyen, depuis le sommet de la paroi qui surplombe à l'E. la masse écroulée; il forme un gradin bien marqué dans la pente boisée. Sous lui, le Flysch de base supérieur est réduit à une dizaine de mètres, que soutient en paroi la brèche intermédiaire. Au-dessus du conglomérat moyen, la brèche intermédiaire du Flysch de base forme aussi une paroi continue; le chalet 1328 et les prés qui le surmontent sont encore sur cette brèche, tandis qu'au-dessous de lui, à la lisière de la forêt, affleurent les calcaires blancs du Flysch de base supérieur.

Dans le cœur de cette bande de conglomérat moyen s'intercale un noyau allongé de Flysch à nodosaires. On en voit nettement les grès et les calcaires marneux au S. W. de l'éperon, cote 1240 m., sur un sentier non cartographié rejoignant un chalet. Vers l'W., on peut poursuivre ces couches qui s'amincissent graduellement, et bientôt disparaissent. Sous elles, le conglomérat moyen s'épaissit considérablement vers le S. E.; il forme toute la pente boisée qui domine la route cantonale, et en prenant le petit sentier qui monte de Fiodeyres aux Tannes, on le touche à l'altitude de 1100 m. environ. Là, ses couches très redressées se dirigent vers le S. S. W.

Evidemment, elles rejoignent celles que nous avons signalées au-dessus du pont de Fregnire; le glacière, malheureusement, nous cache cette liaison. C'est donc un important repli, très effilé, de la masse frontale recourbée. La fenêtre de Flysch supérieur, dans la Grande Eau, nous en a montré un premier; celui-ci, beaucoup plus accentué, se rattache à la masse du Flysch supérieur des torrents du Frachey et des Tannes.

Ces replis nous apparaissent comme des *synclinaux ouverts au S. E.*, contrairement à la loi générale des Alpes calcaires et des Préalpes; une preuve de plus que nous sommes bien ici dans un front de nappe renversé et entièrement retourné sous les lames des Préalpes internes.

§ 3 — Le plan de recouvrement de la base d'Oudoux.

Dans la gorge de la Grande Eau, 80 m. en amont de sa confluence avec le ravin de la Raverettaz, nous avons vu l'extrême pointe, recourbée vers le S. E., de la lame d'Oudoux. Suivons-

en maintenant le flanc renversé, qui nous montrera ses replis avec la masse frontale du Flysch du Chaussy. Nous avons déjà vu ceux qui apparaissent dans la colline d'Aigremont, au S. de la masse écroulée. Remontons maintenant le ravin de la Raverettaz.

Son versant droit, depuis la confluence avec la Grande Eau, est entièrement taillé dans les schistes argileux noirs de l'Aalénien. On y trouve en abondance des *posidonomies*. Un sentier non cartographié descend des Evoëttes dans le fond du ravin; un peu au-dessous de ce sentier émerge un immense bloc de grès calcaire jaunâtre, englobé dans l'Aalénien. Ce n'est en somme qu'une de ces „miches", beaucoup plus grande que les autres.

En aval du pont d'Aigremont (1069), nous avons déjà vu que le contact de l'Aalénien avec le Flysch de la colline de Barbéraz qui le recouvre, est des plus nets. En amont de ce pont, l'Aalénien, qui doit former toute la berge gauche, est caché par des éboulis de Flysch, d'où il ressort sous le chalet 1141. Au S. W. de ce chalet, un petit glissement de terrain témoigne de la présence des argiles aaléniens avant qu'on les voit affleurer.

Dans le ravin de Sous le Cloud, l'Aalénien est largement développé, et très fossilifère; c'est dans la branche nord de ce torrent que j'ai trouvé des *Coeloceras* et des *Ludwigia*, avec des bélemnites, soit dans les rognons, soit dans des grès calcaires intercalés dans les schistes. On trouve aussi, sur la rive gauche du ravin, d'énormes miches de grès calcaire à surface jaunâtre, pouvant atteindre 50 m., et semblables à celle des Evoëttes.

Au N. de cet affleurement, dans le bas du torrent de Planard, l'Aalénien est extrêmement tourmenté, grâce à la faille de Perausaz. On ne voit pas le plan lui-même, ni le contact précis du Flysch et de l'Aalénien; mais on voit les couches de grès et de calcaire fossilifère du Flysch (couches à brachiopodes) arriver avec leur direction N. E., et s'interrompre brusquement tout près de la masse tourmentée de l'Aalénien.

Au N. du grand glissement de terrain de Planard, dans sa niche d'arrachement, l'Aalénien affleure encore; sur le sentier qui le traverse, il ressemble beaucoup à certains schistes du Flysch, mais les *posidonomies* qu'on y trouve ne laissent aucun doute sur son âge.

V. — Les Préalpes internes.

§ 1 — Aperçu général.

Enveloppé par le Flysch du Chaussy, un ensemble de couches liasiques et triasiques se poursuit, du fond de la vallée de la Grande Eau à partir de Vers l'Eglise en montant obliquement vers le N.W., à travers le versant septentrional des Ormonts. Il atteint son point culminant à l'W. du Chaussy sur la terrasse d'Oudioux (1700 m.), d'où il plonge jusque dans la vallée de la Raverettaz vers la Comballaz, en suivant donc l'inflexion frontale de la nappe du Flysch.

C'est H. SCHARDT, qui en 1884 découvrit cette bande de terrains jurassiques (10), que SARASIN décrivit brièvement en 1908 (33), et que maintenant M. LUGEON rattache à la série du Chamossaire (56).

Nous avons dit déjà que ce complexe est en réalité formé de deux lames distinctes séparées par des lentilles de Trias. Une série inférieure que nous appelons *lame d'Oudioux* est constituée, comme nous l'avons vu, par les différents étages du Lias, superposés au Trias. L'unité supérieur ou *lame de Murgaz* n'est faite que de calcaires spathiques en gros bancs. Ecrasée entre la série d'Oudioux et le Flysch, cette lame est essentiellement discontinue, réduite en lentilles qui peuvent être très puissantes, mais qui s'écrasent bientôt et disparaissent entièrement.

Nous commencerons par décrire cette unité, en suivant ses représentants du S.W. au N.E.

§ 2 — La lame de Murgaz.

Lorsqu'on descend la grande route des Ormonts, entre Vers l'Eglise et le Rosex, on voit émerger du versant boisé, un long rocher blanc, qui monte obliquement vers l'W., à partir des Planards. C'est le rocher de Murgaz, qui débute juste à la limite de notre carte. Il se prolonge sur environ 500 m., puis cesse brusquement, et c'est plus bas sur la pente, qu'on le voit se continuer, en rochers isolés dont la dispersion dessine une cascade en gradins. Un premier coup d'oeil suffit pour reconnaître ici un jeu de failles normales, qui a disloqué en quatre paquets distincts une même série. Le palier inférieur, qui domine Vers le Sex, vient buter dans le ravin, qui débouche au Rosex contre le Sex-blanc, lequel est

constitué par la série d'Oudioux. Chacun de ces rochers domine de grandes masses écroulées qui s'en sont détachées et encombrant le versant.

Plus loin vers le N.W., on ne retrouve le calcaire spathique de la lame de Murgaz qu'en lentilles isolées dans la région d'Oudioux.

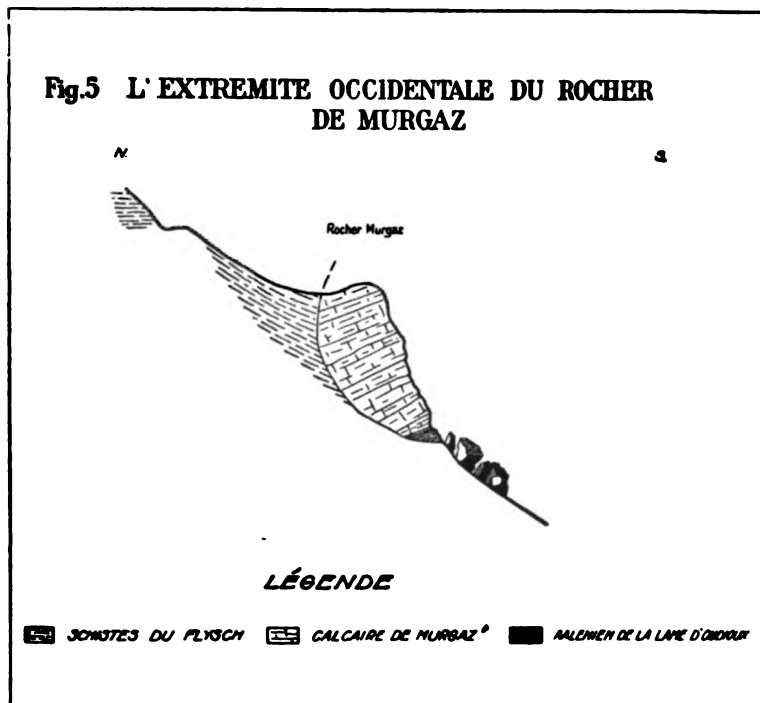
a) Le paquet de Murgaz

Le rocher de Murgaz commence donc justement à la limite de notre carte à l'altitude de 1300 m. Il émerge peu à peu de l'éboulis et du glaciaire et se prolonge sans discontinuité en une haute muraille blanche jusqu'au torrent qui descend de Semeley, où brusquement il s'interrompt à l'altitude de 1350 m. Comme il est surmonté par un replat envahi de glaciaire, et qu'au-dessous de lui dévale un grand écroulement, qui atteint presque les chalets de la Murée, on ne peut observer les relations de ce rocher avec d'autres terrains qu'à ces deux extrémités. Encore, sa naissance à l'E. ne nous montre-t-elle pas grand'chose. On voit affleurer seulement au S.E. du point de 1380, au-dessous du calcaire spathique, dans la forêt, les grès et schistes du Flysch de base. C'est donc à sa pointe occidentale, qu'il nous faut chercher des précisions. Ici, le torrent de Semeley a mis à jour les affleurements. La grande avalanche de janvier 1924, qui balaya tous les arbres et entraîna le sol, a dénudé encore la roche en place. Le rocher lui-même est fait tout entier de calcaires spathiques en couches épaisses, qui plongent légèrement vers le S.E. Dans le bas, le calcaire est riche en silice, qui forme des trainées sableuses sombres dans la pâte claire à grains très fins. Les éléments échinodermiques augmentent graduellement de taille vers le haut et finissent par former une véritable brèche avec des graviers dolomitiques anguleux.

A la base du rocher, à son extrémité ouest, on voit nettement le calcaire spathique reposer sur les schistes aaléniens de la série d'Oudioux, sans interpositions de Trias. Dans l'Aalénien, près du contact, émergent trois ou quatre grandes sources. Et cet Aalénien est visible dans le ravin du torrent, de la cote 1320 jusqu'à celle de 1340 où le glaciaire le recouvre.

La muraille calcaire n'arrive pas jusqu'au torrent. Elle s'interrompt brusquement et son extrémité ouest surplombe en paroi un cône d'éboulis venu de plus haut. Mais on voit nettement les bancs

spathiques butter au N. contre les schistes du Flysch le long d'un plan de faille gauchi, convexe vers le Flysch. Le spectacle est magnifique vu de la terrasse morainique des chalets 1359 (fig. 5).



Les schistes du Flysch descendent derrière le rocher spathique au moins jusqu'à la cote 1345; l'éboulis les cache plus bas. Dans le torrent, on voit l'Aalénien monter jusqu'à 1340 m. La reconstitution du plan de faille gauchi est aussi bien déterminée: sa direction est oblique à la pente et s'enfonce vers l'E. S. E.; son intersection avec la pente, la ligne de faille, dessine une courbe qui sépare le calcaire spathique du Flysch, passe au-dessus de l'Aalénien du torrent et descend d'un trait vers le S. S. W., pour couper à l'altitude de 1310 m. l'extrémité orientale du rocher de Sur la Tépaz.

b) Le paquet de la Tépaz

Nous allons décrire sous ce nom un ensemble de rochers de calcaire spathique fort disloqués, qui représentent la continuation

vers l'W. de la muraille de Murgaz. Ils se groupent autour d'une paroi principale, que domine le pâturage de Sur la Tépaz.

Pour observer la position relative de ces rochers, montons le torrent qui limite à l'E. les pentes boisées de Renaudeire, faites de masses écroulées de la Tépaz.

Nous monterons dans l'éboulis jusqu'à l'altitude de 1200 m. au-dessus d'une sorte de replat de la pente, occupé par des chalets, puis nous nous engagerons dans le ravin, taillé dans la forêt. Juste à sa lisière inférieure, sur la rive gauche du torrent, affleure de la cornieule; on ne peut l'observer que sur quelques mètres dans le talweg, où bientôt le tuf cache tout. Le versant qui domine sur la rive gauche, est formé d'Aalénien, tandis que sur la rive droite, se dresse une paroi continue de calcaire spathique, qui borde le torrent entre les cotes 1210 et 1260.

L'Aalénien fait partie du complexe d'Oudioux. Le calcaire spathique de la rive droite est évidemment celui de Murgaz. La cornieule qui apparaît entre deux, est certainement celle que nous verrons en d'autres points former le soubassement de la lame de Murgaz. Il y a donc une faille bien manifeste entre l'Aalénien et le calcaire spathique de la Tépaz, suivant le cours du torrent. C'est une faille presque verticale, à direction méridienne.

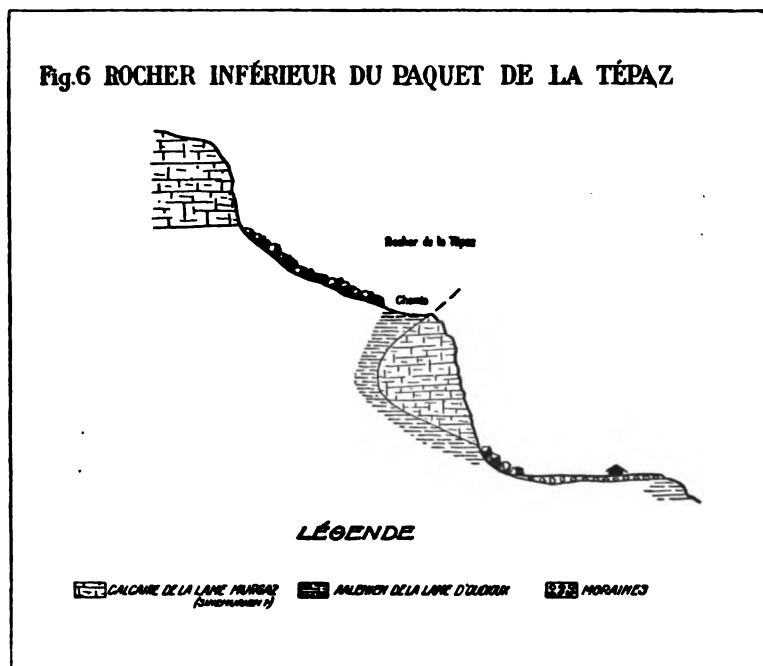
Entre la paroi de la Tépaz, que nous suivrons tout à l'heure vers l'W., et le paquet de Murgaz, s'intercalent deux petits rochers, qui appartiennent à la même lame et dont la position est assez curieuse.

Le premier, l'inférieur, se dresse sur la rive gauche du ravin, à l'altitude de 1250 m., en une petite paroi, qui domine un pâturage humide. Entre la masse de la Tépaz et lui, la pente est couverte de tuf et c'est là, que d'importantes sources, juste au pied de notre rocher, donnent naissance au torrent que nous venons de remonter.

L'extrémité orientale de notre petit rocher est entourée d'Aalénien, qui affleure distinctement dans la pente herbeuse. Mais ce qui paraît d'abord extraordinaire, c'est que l'Aalénien semble *envelopper* entièrement ce bloc de calcaire spathique. En suivant le sentier qui le surmonte, on voit en effet les schistes noirs typiques à nodules ferrugineux, au-dessus de la pointe occidentale du rocher, jusqu'au ravin, qui le limite. Et au-delà de ce ravin, c'est

le Flysch qui affleure sur le sentier, perçant le glaciaire, et se prolonge vers le haut, dans la pente buissonneuse.

L'Aalénien du sentier est recouvert par un éboulis provenant d'un second rocher calcaire, que l'on voit se dresser à l'E. de la forêt, en une paroi d'une vingtaine de mètres. Son extrémité orientale s'effile et s'interrompt brusquement au milieu du glaciaire, coupée certainement par la faille de Murgaz.



Mais quel accident tectonique a déterminé la position relative de nos deux petits rochers? L'Aalénien du sentier soutient certainement le bloc supérieur et s'y rattache. C'est entre lui et le rocher inférieur que doit passer un plan de faille, gauchi comme celui de Murgaz, puisque l'Aalénien enveloppe l'extrémité orientale de celui-ci et passe visiblement derrière le calcaire spathique et par dessous. (Fig. 6).

Ces deux petits blocs de calcaire spathique sont donc restés, pourrait-on dire, suspendus entre deux failles principales, celle de Murgaz et celle du Tépez; ce paquet intermédiaire, fortement ré-

duit par écrasement, s'est divisé encore par une cassure ondulée, presque perpendiculaire aux deux précédentes.

Revenons maintenant à la paroi de Tépaz, pour la poursuivre vers l'W. Au bord du torrent, que nous avons remonté, ces couches de calcaire spathique plongent légèrement vers le S. S. E. Mais vers l'W. elles se courbent et reprennent la direction générale, en s'inclinant vers l'E., en pente faible. Le rocher se termine dans le torrent de Bey Derochat, à 1290 m. d'altitude. La pointe est ici tout entourée de glaciaire, qui envahit aussi la petite combe déterminée au-dessus de la paroi par le plongement des couches calcaires. Ce n'est que plus haut, dans le torrent de Bey Derochat, qu'apparaît le Flysch, perçant sous la couverture morainique entre 1300 et 1325 m. Ce sont des schistes et des grès micacés, comme ceux du rocher de Murgaz.

Plus à l'W., au-dessous des chalets de la Corbaz (1317), émergent dans la forêt, qui les cache, deux autres petits blocs de calcaire spathique; ils soutiennent une étroite terrasse morainique en pâturages et leur extrémité est aussi entourée de glaciaire. Ils sont séparés l'un de l'autre par un couloir d'éboulis; cet éboulis provient d'un affleurement de Flysch dans le haut de ce couloir, qui s'évase en une sorte d'entonnoir boisé. Les couches calcaires du bloc occidental viennent butter contre ce Flysch, ce qui montre bien que le couloir doit correspondre à une cassure. Mais cet accident est de peu d'importance, car les bancs calcaires, dans les deux rochers, plongent dans la même direction, à savoir vers le N. W. Le rejet de la faille normale qui les sépare ne doit pas dépasser une vingtaine de mètres. Sous le bloc oriental de fortes sources ont déposé du tuf en abondance; ce niveau aquifère peut faire supposer l'existence de l'Aalénien, sous le calcaire spathique.

Une langue de glaciaire sépare ce bloc oriental de la Corbaz du grand rocher de Tépaz, ce qui fait qu'on ne peut dire exactement comment ils se relient. Il semble bien toutefois, qu'une fracture se soit produite: le plongement n'est pas le même dans les deux éléments et le bloc de la Corbaz cesse brusquement vers l'E., de la même façon tout à fait que cesse contre la faille de Murgaz, le bloc le plus oriental du paquet de la Tépaz.

Nos deux petits rochers, comme la paroi de la Tépaz, dominant de gros écroulements, qui forment les pentes de Renaudeire. La

forêt à l'E. de ces chalets n'est qu'un chaos de blocs parfois formidables de calcaire spathique. On ne peut donc rien observer à la base des rochers en place; mais l'étendue des écroulements dénote la présence de l'Aalénien.

Les chalets de Renaudeire sont sur un placage morainique assez vaste, qui recouvre l'écroulement; la superposition est particulièrement nette au S. E. du chalet, sur la terrasse, qui domine la Lavanche, et que traverse le chemin. Les écroulements sont donc nettement interglaciaires, mais continuent de nos jours. De même la langue glaciaire, qui sépare le rocher de la Tépaz de ceux de la Corbaz recouvre aussi le haut de l'écroulement. Cette langue a livré passage, en janvier 1924 à l'un des bras de la grande avalanche qui a dévasté en partie les forêts de Renaudeire.

c) Le paquet dominant Vers le Sex

Ce paquet n'est formé que d'une seule paroi de calcaire spathique, longue d'environ 400 m., et qui s'élève obliquement dans le haut de la forêt qui domine Vers le Sex. Elle débute à l'E. juste au-dessous du rocher occidental de la Corbaz, mais une vingtaine de mètres plus bas, vers l'altitude de 1260 m. Le glaciaire et l'éboulis marquent les relations de ces deux paquets. L'existence d'une faille n'est pas douteuse: les bancs calcaires au rocher de la Corbaz plongent au N. W., tandis qu'à l'extrémité orientale de celui de Vers le Sex, elles sont presque horizontales.

Les sentiers qui coupent obliquement notre paroi permettent d'observer aisément sa constitution pétrographique, tout à fait semblable à celle du rocher de Murgaz: calcaire spathique fin et chargé de silice à la base, de plus en plus grossier et même brêchoïde vers le haut, où les bélemnites se trouvent en masse, en vrai champ de bataille.

En suivant la muraille vers l'W., on voit ces couches se relever peu à peu et plonger vers le N. E. Ici, la paroi domine hautement le ravin du Rosex, où l'Aalénien affleure largement. Au pied du rocher, vers 1290 m., on voit les deux terrains tout près l'un de l'autre, sans interposition de Trias. Dès lors, la paroi diminue et s'effile rapidement vers le N.; une dizaine de mètres plus haut, elle s'arrête brusquement et butte contrel' Aalénien. On suit encore l'Aalénien seul dans le versant du ravin jusqu'à 1320 m., où le Flysch

le recouvre avec un contact bien visible, marqué par l'émergence de plusieurs sources. Le Flysch ici n'est formé que de schistes à chondrites; les grès s'y intercalent plus haut, et affleurent sur le sentier qui traverse le torrent, à 1345 m.

Nous voyons donc ici la lame de Murgaz s'écraser entre le Flysch et l'Aalénien de la série d'Oudioux. De l'autre côté du torrent, se dresse la haute paroi du Sex Blanc, qui domine l'ensemble. Elle est formée, comme nous le verrons, par les calcaires du Lias moyen de la série d'Oudioux. La lame de Murgaz ne se poursuit pas vers l'W., et c'est loin d'ici, au pied occidental du Chaussy, que nous allons la retrouver.

La muraille de Vers le Sex donne naissance, comme les précédentes à d'énormes écroulements; elle soutient aussi une terrasse glaciaire assez inclinée, occupée par des chalets, et qui ne laisse percer aucun affleurement.

d) Les affleurements de la région d'Oudioux

Au N.W. du torrent du Rosex, le grand placage glaciaire qui s'étale au-dessous de Chersaulaz cache presque entièrement la partie supérieure des Préalpes internes. Une de ces échancrures, au-dessus des Crops, montre cependant la superposition directe du Flysch sur la série d'Oudioux, sans trace du calcaire spathique de Murgaz. Il en est de même, à l'W. de Chersaulaz, au-dessous de Lemettaz. La série de Murgaz est donc ici entièrement laminée.

On en voit un débris cependant, près du ravin qui descend à l'W. de Lemettaz, à l'altitude de 1675 m. Ce n'est guère qu'un bloc de calcaire spathique de 4 m. de long et 3 m. de haut, mais nettement en place. L'Aalénien affleure quelques mètres au-dessous de lui, sans qu'on aperçoive entre deux la moindre trace de Trias, et il est directement surmonté par le Flysch inférieur, qui de part et d'autre, repose sur l'Aalénien. C'est donc une petite lentille, témoin de la lame écrasée de Murgaz.

Elle ne réapparaît, mais en une masse importante, cette fois qu'au N. du chalet d'Oudioux (1707 m.), au-dessous des chalets de Combaz de Praz. Elle forme là une lentille d'au moins 800 m. de longueur, qui semble d'un seul tenant, et n'est divisée en trois affleurements distincts que par des cônes d'éboulis. Nous l'appellerons dans son ensemble *le paquet de Combaz de Praz*.

Le premier affleurement se trouve à 80 m. au N. du chalet d'Oudioux (1707) dans le pré, juste au-dessous du sentier de Combaz de Praz. Ce n'est qu'un bloc minuscule, tout entouré d'éboulis.

Un rocher beaucoup plus considérable affleure dans la forêt plus au N. Le sentier d'Oudioux en suit la base, foulant encore les schistes aaléniens; mais immédiatement au-dessus, apparaît la cornieule triasique, dont l'épaisseur ne dépasse pas 2 m.

Mais c'est le troisième affleurement qui est le plus net, le plus grand, le plus facilement observable. Il domine, comme les deux autres, la terrasse déterminée dans la pente par les schistes tendres de l'Aalénien et se dresse en paroi au-dessus d'elle. Il se continue vers le N., dans la forêt de Mimont, au-dessus du grand glissement, qui naît de cet Aalénien et n'est interrompu là que par les vastes éboulis, qui descendent de la Frétaz.

Le torrent de Combaz de Praz traverse en cascades accessibles ce rocher de calcaire spathique, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur et nous en livre une coupe excellente, que nous avons décrite en détail dans la partie stratigraphique. Comme au rocher de Murgaz, la taille des éléments échinodermiques augmente du bas en haut et le niveau inférieur, riche en trainées de grains de silex, est bien distinct, ainsi que dans la partie supérieure la brèche à gravier dolomitique. Nous avons vu aussi (p. 16) que le conglomérat du Flysch le surmonte directement. La cornieule du Trias n'est pas visible dans le lit même du torrent: le cône de déjection qu'il répand sur la terrasse aalénienne la cache. Mais dans la pente buissonneuse, qui s'étend au S. du ravin, elle apparaît en affleurements discontinus, sans qu'on voie nettement son contact, ni avec le calcaire spathique, ni avec l'Aalénien. La position entre les deux est cependant bien évidente et suffit à prouver l'indépendance de la lame de Murgaz et de celle d'Oudioux.

Cette même cornieule apparaît en différents points encore; dans le ravin de la Raverettaz au-dessous de la Comballaz, et dans les pentes au S. des Voëttas. Elle se trouve là, semble-t-il, dans des replis de la série d'Oudioux et si intimement liée à elle, que nous la décrirons en même temps que cette unité, dans les paragraphes suivants.

§ 3 — La lame d'Oudioux.

C'est elle qui forme la majeure partie de la bande des Préalpes

internes, tandis que la lame de Murgaz n'est faite en somme que de lentilles isolées, celle d'Oudioux se poursuit d'une façon continue; son épaisseur même ne subit pas de fortes variations, si ce n'est dans les couches très plastiques de l'Aalénien.

Nous allons décrire cette série, en partant, comme pour la lame de Murgaz, du S. E., d'où nous la suivrons pas à pas. Nous ne revenons pas sur l'âge de ces divers niveaux, que nous avons discuté dans la partie stratigraphique.

a) de Murgaz au Sex Blanc

Nous venons de dire que la série d'Oudioux variait peu d'épaisseur. Nos premières constatations seraient pour nous démentir. En effet, les failles qui ont morcelé, comme nous l'avons vu, les paquets de Murgaz, de Tépaz et de Vers le Sex, ont eu une action certainement considérable sur la lame d'Oudioux. Nous ne pouvons du reste pas savoir exactement laquelle, car, dans les pentes de Fornaches et de Renaudeire, les vastes écroulements cachent toute roche en place. On ne voit de la série d'Oudioux que les couches aaléniennes, soutenant les divers rochers de la lame de Murgaz, s'infiltrant dans les dislocations qui les affectent. Nous avons décrit ces phénomènes avec assez de détails pour n'y pas revenir.

Cependant nous pouvons nous faire une idée de l'épaisseur de la série d'Oudioux, dans ce segment oriental. En effet, le torrent de Murgaz, au-dessus de Vers chez Mossy, laisse affleurer entre 1190 et 1220 m. d'altitude, le Flysch. Ce sont des grès et des schistes marno-calcaires, qui semblent être du Flysch inférieur, et qui plongent de 30° à 40° vers le N. W. Une centaine de mètres plus haut, dans le même torrent, apparaît l'Aalénien du paquet de Murgaz. La série du Lias inférieur et moyen ne peut donc avoir ici sa puissance normale. A 120 m. vers l'W. de cet affleurement de Flysch, et exactement au même niveau, nous avons trouvé l'Aalénien de la Tépaz; c'est donc que les dislocations de la lame de Murgaz ont eu répercussion sur celle d'Oudioux.

Cette série n'apparaît vraiment bien développée qu'au Sex Blanc, qui domine de haut le Rosex. Aux environs mêmes de ce hameau, les rochers de calcaire siliceux, qui apparaissent dans le torrent, immédiatement au-dessus de la route, et qui déterminent même une petite gorge et des cascades dans ce torrent, pourraient sembler,

au premier abord, en place. Un coup d'oeil d'ensemble sur le versant montre bientôt qu'ils font partie d'une énorme masse écroulée du Sex Blanc. Ecoulement interglaciaire, comme celui de Renaudeire, car il supporte au S. E. de Grangettes une terrasse glaciaire et sur la rive droite du torrent entre 1180 et 1240 m. une moraine isolée qui, elles, n'ont pas bougé.

Le rocher du Sex Blanc lui-même se dresse au-dessus du ravin du Rosex, où nous avons vu affleurer l'Aalénien, et sur la rive gauche duquel s'écrase la lame de Murgaz. Le rocher est fait de gros bancs de calcaire siliceux, qui plongent fortement vers l'E. N. E.; à sa base, au S. W., il est en contact net, bien qu'il y ait passage stratigraphique, avec la série schisteuse du Lias inférieur. A sa partie supérieure au N. E. il est recouvert brusquement par le calcaire spathique du Toarcien. On voit clairement ce contact sur le sentier qui monte à l'E. du Sex Blanc vers la Combaz. On voit aussi, sur le même sentier, que le rocher est bordé au N. par un glissement de terrain, dû aux argiles aaléniennes et déterminant la dépression que surmonte la Combaz. L'Aalénien lui-même affleure dans le haut de la dépression.

Et c'est le même Aalénien qui forme à l'E. du Sex Blanc, à son pied, les deux berges de torrent du Rosex jusqu'à 1240 m., et qui soutient sur son versant gauche la lame de Murgaz. Il y a donc ici une dislocation manifeste; et en effet, sur le sentier de la Combaz, juste au bord du glissement, à l'altitude de 1330 m., on voit l'Aalénien presque en contact avec la tranche des couches calcaires, lesquelles s'arrêtent brusquement suivant une surface unie, qui a tout l'air d'un plan de faille.

Cette dislocation affaisse donc tout le paquet oriental et dresse en saillie le Sex blanc, mettant à jour d'un seul coup le Lias inférieur et moyen. Joue-t-elle donc un rôle quelconque dans l'écrasement total et assez subit de la lame de Murgaz? On peut le supposer, mais il est certain que notre faille se produit dans la série d'Oudioux entre son complexe calcaire, Lias moyen, Toarcien, et l'Aalénien.

C'est à partir de cette dislocation que nous allons pouvoir suivre d'une façon continue, vers le N. W., la série d'Oudioux.

b) du Sex Blanc à la Combaz

A partir du Sex Blanc, la série d'Oudioux forme une bande som-

bre, généralement escarpée entre deux terrasses, qui prend en écharpe le versant. Ces deux terrasses sont déterminées par l'Aalénien, qui enveloppe le corps liasique de la lame. Celle-ci est donc en série double, flanc normal et flanc renversé. Mais on ne peut distinguer les deux flancs dans le corps liasique, ou plutôt, on n'y voit avec certitude que le flanc normal. En effet, la série schisteuse du Lias inférieur forme la base des escarpements; au-dessus d'elle, les calcaires sont en flanc normal; au-dessous d'elle, s'étalent des cônes d'éboulis, où l'on n'aperçoit nulle part les calcaires du Lias moyen. Sans doute, s'écrasent-ils complètement dans le flanc renversé; sinon ils se réduisent en tous cas à peu de chose, ne se marquant d'aucune façon dans la morphologie.

Partons donc du Sex Blanc. Au sommet 1466.8, qui le domine, affleurent des bancs de calcaire brunâtre, très riches en silex, typiques pour le haut du Lias moyen. Leur direction a quelque peu dévié: ils plongent presque verticalement au N. E. Plus loin, les bancs vont se coucher de plus en plus. Sur le sentier qui va de la Combaz aux Voëttes, 120 m. à l'E. du point 1382, un rocher qui surplombe montre déjà des couches horizontales. C'est la série du Lias inférieur, faite de calcaires schisteux, marneux et siliceux.

Au N. E. de ce point, dans le pâturage des Crops, dans une dépression de la pente boisée, on peut observer la partie supérieure de la lame, recouverte par les schistes marno-calcaires du Flysch de base. Ici, l'Aalénien se trouve réduit à un mètre d'épaisseur environ, visible en un seul petit affleurement, à l'altitude de 1540 m. Immédiatement au-dessous, apparaît le calcaire spathique, siliceux, à bélemnites du Toarcien.

La terrasse morainique de Chersaulaz est soutenue à l'W. par une haute paroi infranchissable, que l'on suit de l'oeil à travers la forêt jusqu'au Planet des Troncs, au-dessous d'Oudioux. Elle est formée des calcaires à silex du Lias moyen, et surmontée par les calcaires spathiques du Toarcien. Au-dessous d'elle, la série schisteuse forme des pentes extrêmement raides. On peut en faire la coupe dans le torrent des Petits Viaux, qui descend à l'W. de Lemettaz, et a mis à jour toute la série.

Dans le creux d'Abériaux, il a formé un cône de déjection complexe, avec ses deux affluents; et sur le flanc de l'éperon qui les borde à gauche, affleure l'Aalénien du flanc renversé. Une vingtaine

de mètres plus haut, apparaît déjà la série schisteuse du Lias inférieur dans l'affluent sud de notre torrent. Notre torrent lui-même montre dans le bas la série schisteuse typique jusqu'à l'altitude de 1480 m. Dès lors, et jusqu'à la cote 1530, règne un complexe de bancs calcaires siliceux, parfois micacés, ou chargés de débris dolomitiques, qui forment des assises de 20 à 30 m. séparées par des niveaux plus schisteux d'une dizaine de mètres d'épaisseur. C'est ce complexe qu'on peut considérer peut-être comme le noyau anticlinal de la série d'Oudioux; il s'effile vers le N. W. Nous avons vu dans la partie stratigraphique, que la question ne pouvait en somme être tranchée. Dès 1530 m., la série schisteuse reprend jusqu'à 1560 m. où commencent les calcaires à silex du Lias moyen. A 1590 m. ils sont recouverts, sans qu'on voie le contact par le Toarcien, qui fait place lui-même à 1620 m., à l'Aalénien. Celui-ci n'a qu'une quinzaine de mètres d'épaisseur et vient en contact avec le Flysch de base; sur le versant gauche, nous avons décrit déjà la petite lentille de calcaire du Murgaz, qui s'interpose entre eux.

L'Aalénien se poursuit en augmentant légèrement d'épaisseur jusqu'à Oudioux, où il détermine un large replat. Le chalet d'Oudioux 1699, est bâti sur les calcaires toarciens, dont la surface mamelonnée montre une grande quantité de bélemnites et de lamellibranches indéterminables. La limite entre le Toarcien et l'Aalénien est très nette, et l'on voit le premier plonger fortement sous le second, vers le N.

Plus bas qu'Oudioux, vers l'E., les calcaires du Lias moyen occupent la pente jusqu'au chalet 1616 de Planet des Troncs; au-dessous, s'étend la série schisteuse du Lias inférieur. Elle doit avoir ici une épaisseur énorme car, au-dessous de la frange d'éboulis, au N. des Voëttes, sur le chemin au N. du point 1383, ces mêmes schistes affleurent au bord de la forêt. Et 30 m. au-dessous d'eux nous serions dans l'Aalénien du flanc renversé.

Au N. d'Oudioux, dans la forêt de Mimont, les affleurements ne sont nets que par places, souvent cachés par un sol épais. Aussi la limite que nous avons tracée, entre le Lias inférieur et le Lias moyen, n'est-elle ici qu'assez schématique. Mais on voit nettement néanmoins, que les couches s'inclinent de plus en plus fort vers le N. ou le N. E. et que l'ensemble descend vers la Comballaz.

Sur la rive droite du ruisseau qui descend au N. d'Oudioux, à l'al-

titude de 1600 m., un chemin forestier montre bien le contact entre le Toarcien et l'Aalénien, à *posidonomes*. Cet Aalénien détermine une combe ou une sorte de palier très caractéristique, qui s'abaisse d'Oudioux vers le N. N. E. A partir du chalet 1590, sa pente devenant plus forte, et le torrent de la Combaz de Praz y déversant ses eaux, un grand glissement de terrain se produit sur les couches aaléniennes et dévale jusqu'à la Raverettaz. L'Aalénien en place ne perce l'éboulis que dans le torrent de Combaz de Praz, au-dessus de Gittaz.

On retrouve l'Aalénien dans le bas du torrent qui descend d'Oudioux dès l'altitude de 1450 m., où son contact avec le Toarcien est des plus nets jusqu'à la Raverettaz où nous retrouvons aussi le Toarcien. Il est donc évident que l'Aalénien enveloppe l'ensemble des calcaires liasiques dans leur courbure frontale vers le N.

VI. — La Région du Mont d'Or.

§ 1 — Description détaillée.

Avec sa pente orientale gazonnée et légèrement boisée, qui s'op-



Fig. 7. La pente S. E. du Mont d'Or avec le cirque de Larzay.

pose si vivement aux rochers précipiteux et arides du N. W., la chaîne du Mont d'Or fait penser à un navire échoué sur son flanc occi-

dental. L'inclinaison régulière des couches, toujours vers le S.E., renforce encore cette apparence. (voir figures 7 et 8).

L'uniformité de la pente orientale est rompue grâce aux cirques de Dorchaux et du Larzey, creusés en pleine masse calcaire. Les coupes que nous avons décrites dans la partie stratigraphique ont

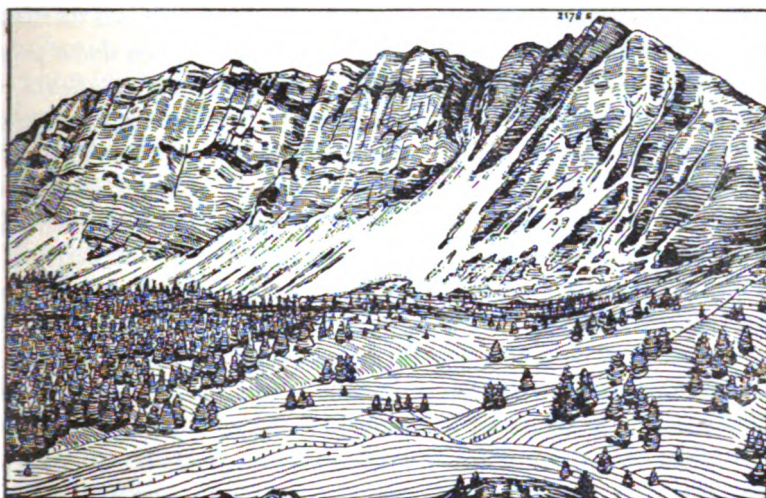


Fig. 8. Le flanc N.W. du Mont d'Or ou depuis la Pierre du Moëllé.

montré la régularité de ces assises. Il semble à première vue qu'on ait affaire ici à la série la plus normale et la plus tranquille, dont on ne puisse douter qu'elle se continue en profondeur. Ce serait la suite directe du flanc renversé du synclinal de Leysin.

Pourtant voyons ce qu'on peut connaître du soubassement du Mont d'Or. Et pour cela, prenons le chemin qui mène de la Combalaz à la Pierre du Moëllé, à travers les forêts de sapins qui revêtent le flanc méridional de la montagne.

Au delà de la colline de Cretasse, à l'W. de la Gittaz, affleure de la cornieule, puis du gypse, et de nouveau de la cornieule. Ce sont les affleurements sur lesquels s'est basé JEANNET pour construire sa coupe stratigraphique (48 v. Pl. IV. fig. 12). Puis le chemin entre dans l'éboulis calcaire; mais au-dessous de lui, de nombreux entonnoirs dans la pente boisée qui descend à l'E. de Solepraz, témoignent de la continuation du gypse ou de la cornieule. L'éboulis

cache tout jusqu'au point 1610 du chemin. A l'E. de ce point affleure la cornieule, qui perce par places la pente d'éboulis au-dessus du chemin. C'est elle qui forme la croupe de la montagne qui descend du point 1889 vers la Pierre du Moellé.

La Pierre du Moellé elle-même, cartographiée par JEANNET (48 vol. II. p. 567) est un fragment de Malm écrasé et pincé entre du Flysch à l'W. et du gypse à l'E. Ce gypse forme la butte 1686, avec sa forme mamelonnée caractéristique et ses deux petits étangs dans des entonnoirs. Malheureusement, les relations du gypse et de la cornieule sont toujours voilées par les terrains superficiels. Du S. E. la cornieule s'avance, sur la croupe de la montagne, jusqu'à la cote 1700. On la retrouve, en un affleurement isolé, environ 150 m. au N. E., à la même altitude. Mais une centaine de mètres au S. E. de ce point, dans un profond entonnoir contenant une flaque d'eau, le gypse se retrouve. Tout le bois des Arlettes, du reste, est criblé d'entonnoirs, mais ils sont dans la moraine et l'on ne peut savoir si c'est le gypse ou la cornieule qui les détermine.

Si nous prenons maintenant le sentier qui mène vers le N. à Joux-Cernat, en longeant le ravin du ruisseau du Leyzay, nous reverrons la cornieule, indiquée sur la carte de Jeannet, au passage même du ruisseau. Puis nous la retrouvons, en contact avec le Flysch qu'elle domine, à l'E. du point 1376, au-dessus du sentier.

Mais plus à l'E., entre les deux chalets de Charbonnière (1560 et 1658), la pente en majeure partie boisée est entièrement formée de gypse, sur plus d'un kilomètre, jusque près du point 1673.

Le versant qui domine à l'E. la Joux-Cernat est au contraire constitué par du Flysch essentiellement schisteux et marno-calcaire qui constitue directement celui des synclinaux de Leysin et de l'Eau Froide. Le cirque de la Forêt de Charbonnière, au N. E. des chalets, est en majeure partie formé de Flysch aussi, souvent caché par l'humus ou l'éboulis. Pourtant, sur son flanc oriental, le Flysch affleure des plus nettement sur toute la colline 1678. Au-dessous du sentier qui la longe, les bancs de grès micacés grossiers, parfois même brèchoïdes, se dressent en petits escarpements rocheux, dominant une pente raide de schistes. Au N. du point 1678, ces grès, avec des brèches à éléments dolomitiques, plongent de 70° vers le W. N. W. Ce Flysch ressemble assez frappamment au „Flysch supérieur” du Chaussy.

Restons sur le même sentier et revenons vers le S. W. A une centaine de mètres du point 1678, il entre dans l'éboulis, mais on aperçoit dans la pente qui domine, un affleurement de corneule, allongé. Puis on arrive près du point 1646. Les grès grossiers du Flysch, qui occupent la pente au-dessous, arrivent là jusqu'au sentier. Le point 1646 lui-même est au bord d'un petit étang en forme d'entonnoir, qui semble bien être un entonnoir de gypse. Il en est de même, plus au N., du point 1576, et toute la forêt entre eux et le chalet de Charbonnière 1657 montre de nombreux entonnoirs analogues; le gypse doit donc s'étendre jusqu'ici. Mais au S. W. de notre point 1646, à la jonction des deux petites branches du ruisseau, on retrouve des blocs de Flysch typiques. Tandis que dans la branche orientale du ruisseau, une trentaine de mètres au S. du sentier, perce un petit affleurement de corneule.

§ 2 — Interprétation des faits.

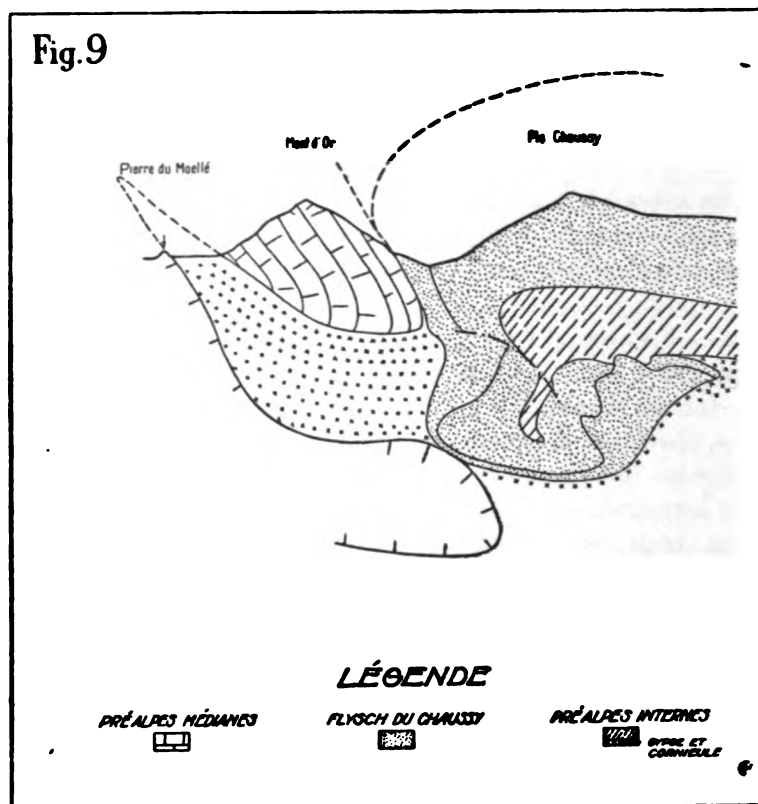
Nous avons décrit les faits tels qu'on peut les constater aisément sur le terrain. Toute la base du Mont d'Or est en somme cachée par des éboulis et du glaciaire, à l'exception de quelques affleurements isolés. Mais la position de ces affleurements permet, ou même impose certaines conclusions, qui restent pour le moment invérifiables, mais qui rentrent bien dans la tectonique de l'ensemble de la région, et que nous proposons ici à titre d'hypothèse.

Nous avons dit, en traitant de la stratigraphie du Mont d'Or, que le passage latéral des calcaires dolomitiques au gypse, admis par A. JEANNET, nous semblait fort suspect, car on peut interpréter les faits signalés au torrent de Tantin d'une tout autre manière. En tout cas, JEANNET n'a jamais signalé, et l'on n'a jamais constaté dans le bord radical des Préalpes médianes, de grandes masses de gypse au-dessus des calcaires à diplopores. Il nous semble donc que le gypse de la Pierre du Moellé ne peut se rattacher stratigraphiquement aux calcaires et aux corneules du Mont d'Or. Ceci d'autant plus manifeste que ce gypse se poursuit vers les Charbonnières, entre deux grandes masses de Flysch.

D'autre part, ce gypse de la Pierre du Moellé paraît se rattacher à celui de la Gittaz, au S. du Mont d'Or, le long du pied de la montagne.

Que l'on considère maintenant la position de la Pierre du Moellé

par rapport au flanc S. E. du synclinal de Leysin. Le Malm et le Trias de ce flanc, dont la direction près de Leysin est nettement N. E. tournent assez brusquement vers le N. dans la région du Sépey et s'écrasent rapidement. La Pierre du Moellé est un fragment de ce Malm, rejeté subitement vers le N., et presque entière-



ment laminé. Le Mont d'Or, cependant, plus en arrière, reprend la direction N. E. Il y a donc certainement, entre le Sépey, la Pierre du Moellé et le Mont d'Or, des dislocations importantes.

Or le gypse, dans toute cette contrée de la Grande Eau, appartient toujours à quelque-une des nappes des Préalpes internes. Pourquoi celui de la Pierre du Moellé et des Charbonnières ferait-il exception ? Tout s'explique si l'on admet une pointe vers le N. des Préalpes internes, par dessus le synclinal de Leysin, une pointe anticlinale

dont le flanc supérieur serait affecté d'une dislocation et supporterait la série calcaire du Mont d'Or (fig. 9).

Le gypse des Charbonnières serait ainsi au-dessus du Flysch de Joux-Cergnat, et au-dessous de celui des points 1646 et 1678. Il se peut que ces deux Flysch se rejoignent, encapuchonnant au N. la pointe de gypse; il se peut aussi que le Flysch de la Forêt de Charbonnière soit un paquet du Chaussy entraîné vers le N. Cette seconde hypothèse nous paraît peu fondée, étant donné le caractère banal du Flysch supérieur du Chaussy; mais elle n'est pas impossible, et seule l'étude de la région au N. de notre carte pourra trancher la question.

Quant aux cornieules de la région, elles appartiendraient à deux unités différentes: celles de la Gittaz et du ruisseau du Leyzay accompagnant le gypse des Préalpes internes, tandis que celle du cirque de Dorchaux, puis celles de la croupe N.W. du Mont d'Or et de leur prolongement vers le N.E. se rattacheraient aux calcaires triasiques des Préalpes médianes.

La série calcaire du Mont d'Or reposerait donc, en discordance, sur une masse effilée de gypse des Préalpes internes, réalisant en tectonique cette image de vaisseau échoué qui nous frappait au début de ce chapitre.

Il importe d'ajouter que cette dislocation, cette avancée vers le N. d'un coin de gypse, coïncide de façon curieuse avec la torsion et le rebroussement du front de la nappe de Flysch, dont nous avons vu les effets dans les collines de Barbéraz et d'Aigremont. Le contact du Flysch de Chaussy, dans le ravin du Troublon, avec la cornieule et les calcaires triasiques des Préalpes médianes empêche la liaison directe de notre coin de la Pierre du Moellé avec la masse des Préalpes internes, restée en arrière; mais ce gypse plastique peut avoir été arraché et complètement détaché de sa racine par le même mouvement qui recourbait le front du Flysch et defonçait le flanc du synclinal de Leysin.

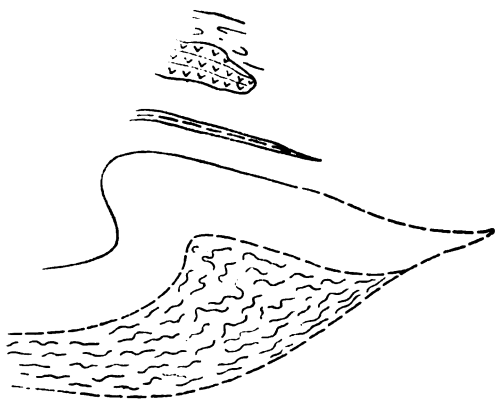
INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

1. 1834 B. STUDER. Geologie der westlichen Schweizer Alpen, p. 389—411, Heidelberg et Leipzig.
2. 1849 TOMMEL. Sur le grès de fer de Chamossaire, Ann. Soc. agric., p. 40, Lyon.
3. 1850 RÜTIMEYER. Über das schweizerische Nummulitenterrain, Mem. Soc. helv. Sc. nat.
4. 1852 E. RENEVIER. Géologie des Alpes vaudoises, Bull. Soc. vaud. sc. nat., 3 Nov. Lausanne.
5. 1853 B. STUDER. Geologie der Schweiz, 2 volumes, Berne et Zürich, 1851—1853.
6. 1867 ALPH. FAVRE. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont Blanc, p. 207 et 215, Genève.
7. 1871 S. CHAVANNES. Formation de la corgneule, Bull. Soc. sc. nat., p. 109, 183, 465, 478, Lausanne.
8. 1874 S. Chavannes. Note sur le gypse et la corgneule dans les Alpes vaudoises, Bull. Soc. sc. nat., p. 109, 183, 465, 478, Lausanne.
9. 1877 DE LA HARPE. Note sur les Nummulites des Alpes occidentales, Lausanne.
10. 1884 H. SCHARDT. Etudes géologiques sur le Pays-d'Enhaut vaudois, Bull. Soc. vaud. sc. nat., Lausanne.
11. 1884 H. SCHARDT. Sur le rocher liasique dans la vallée des Ormonts, P. V. Soc. vaud. sc. nat., vol. 21, 5 Nov., Lausanne.
12. 1884 M. PITTIER. Géologie de la Grande Eau et du massif du Chamossaire, P. V. Bull. Soc. sc. nat. vol. 21 No. 93, 5 Nov., Lausanne.
13. 1885 V. GILLIÉRON. Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne, compris dans la feuille XII, Mat. Carte géol. suisse, Livr. XVIII Berne.
14. 1887 E. FAVRE & H. SCHARDT. Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi, Mat. Carte géol. Suisse, Livr. XXII, Berne.
15. 1891 E. RENEVIER. Origine et âge du gypse et des cornieules des Alpes vaudoises, Ecl. géol. helv., vol. II, coupes, Lausanne.
16. 1892 CH. SARASIN. Die Konglomerate und Breccien des Flysches in der Schweiz, Neues Jahrb. für Min. und Geol., Stuttgart.
17. 1892 TH. RITTENER. Notes sur les corgneules du Pays d'Enhaut, Eclog. géol. helv., vol. III, p. 9—27, Lausanne.

18. 1895 DUPARC & E. RITTER. Les grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch.
19. 1898 H. SCHARDT. Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses, Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. XXXIV, No. 128, p. 113—219, Lausanne.
20. 1899 E. HAUG. Les régions dites exotiques du versant nord des Alpes suisses, Bull. Soc. vaud. sc. nat. vol. XXXV p. 114—161, Lausanne.
21. 1900 H. SCHARDT. Encore les régions exotiques. Réplique aux attaques de M. Emile Haug, Bull. Soc. sc. nat. vol. XXXVI, p. 147—169, Lausanne.
22. 1899—1910. Dictionnaire géographique de la Suisse Neuchâtel.
23. 1901 M. LUGEON. Sur la découverte d'une racine des Préalpes suisses, Acad. sc., 7 janv., Paris.
24. 1902 M. LUGEON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse, Bull. Soc. géol. France, 4e série, vol. I, p. 723—825, Paris.
25. 1904 F. JACCARD. La région de la Brèche de la Hornfluh, Bull. Lab. géol. No. 4, Université de Lausanne.
26. 1905 G. STEINMANN. Geologische Beobachtungen in den Alpen, Berichte Naturf. Ges. vol. XVI, Freiburg i/Br.
27. 1906 ERNST BLUMER. Zur Kenntnis des Nordrandes der Helv. Alpen, Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Jahrg. 51, p. 473—480.
28. 1906 A. DE LAPPARENT. Traité de Géologie, vol. II & III, Paris.
29. 1907 ARN. HEIM. Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, Ecl. geol. helv. IX, p. 413—424, Lausanne.
30. 1907 SARASIN & COLLET. Arch. sc. phys. med Tome XXIV, p. 585, Genève.
31. 1907 F. JACCARD. La région du Rubli-Gummfluh, Bull. Lab. géol., Université de Lausanne, No. 11.
32. 1908 ARN. HEIM. Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizeralpen, Abh. der schweiz. paläont. Ges., vol. XXXV.
33. 1908 SARASIN & COLLET. La tectonique des Préalpes internes, C. R. Soc. vaud. sc. nat., 1 avril, Lausanne.
34. 1908 M. LUGEON. Tectonique des Préalpes internes, P. V. Soc. vaud. sc. nat., p. LVII, 3 juin, Lausanne.
35. 1908 M. LUGEON. La zone des Cols et la géologie du Chamossaire, Lausanne.
36. 1908 F. JACCARD. Brachiopodes trouvés dans les calcaires de Saint Triphon, Soc. vaud. sc. nat., 22 janv., Lausanne.
37. 1908 H. SCHARDT. Excursion de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises. Ecl. geol. helv., vol. X, p. 193—195, Lausanne.
38. 1909 F. JACCARD. Les blocs de la brèche polygénique du Flysch du Niesen, Soc. vaud. sc. nat., 2 juin, Lausanne.
39. 1909 F. JACCARD. Calcaires oolithiques du Crétacé inférieur dans les blocs de la brèche polygénique du Flysch du Niesen, Lausanne.

40. 1909 F. JACCARD. Les grès et calcaires à Radiolaires du ruisseau du Troublon et de la rive gauche de la Grande Eau, Bull. Soc. sc. nat., Sept., Lausanne.
41. 1909 F. JACCARD. La région du Mont d'Or (Ormonts-dessous) et ses relations avec le Flysch du Niesen, C. R. Eclog. geol. helv. No. 10, p. 740—743.
42. 1909 M. LUGEON. Sur les relations tectoniques des Préalpes internes avec les nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets, Acad. sc. 26 juillet, Paris.
43. 1910 M. LUGEON. Sur quelques faits nouveaux des Préalpes internes, P. V. Soc. vaud. sc. nat., 4 mai, Lausanne.
44. 1911 W. PAULCKE. Tertärfossilien aus der Niesenzone der Freiburger Alpen, Oberrhein. geol. Verein Bd 1, Heft. 2, p. 55.
45. 1911 E. HAUG. Traité de géologie, vol. II, fasc. 2, Paris.
46. 1911 A. HEIM & C. SCHMIDT. Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500000.
47. 1911 A. JEANNET & F. RABOWSKY. Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. Ecl. geol. helv., vol. XI, Lausanne.
48. 1913 A. JEANNET. Monographie géologique des Tours d'Ai, Mat. carte geol. suisse, Nouv. série, vol. XXXIV, Berne.
47. 1913 J. PFENDER. La Grande Eau, Lausanne.
50. 1914 M. LUGEON. Conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen, C. R. Acad. sc., Tome 15 p. 685, 16 nov., Paris.
51. 1918 A. BUXTORF. Tektonische Stellung der Schlieren- und Niesen-flyschmasse, Naturf. Ges., Bd. XXIV, Basel.
52. 1920 M. LUGEON. Sur la géologie des Préalpes internes du Simmenthal, Ecl. geol. helv. p. 99—101.
53. 1920 A. HEIM. Beobachtungen in den Préalpes internes, Ecl. geol. helv., vol. XV.
54. 1920 M. LUGEON. Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin, Ecl. geol. helv., vol. XIV p. 217—221.
55. 1920 ALBERT HEIM (A. JEANNET). Geologie der Schweiz, Leipzig.
56. 1923 M. LUGEON. Sur la géologie du Chamossaire, Ecl. geol. helv., vol. XVIII, No. 2. p. 221.
57. 1927 M. LUGEON & E. ANDRAU. Sur la subdivision du Flysch du Niesen dans la région du Pic Chaussy, Bull. Soc. vaud. sc. nat., vol. 56, No. 219, Lausanne.
-





100

UNIV. OF
CALIFORNIA

BULLETIN

DES

LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, GÉOGRAPHIE PHYSIQUE
MINÉRALOGIE ET PALÉONTOLOGIE

DE

l'Université de Lausanne
(SUISSE)

BULLETIN N° 45

Edouard MEYER

Contribution à l'étude des Carpathes roumaines
entre la Dambovița et le Buzau

A. MARCHINO, IMPRIMEUR, LAUSANNE
25, RUE DE BOURG, 25

1930

Contribution à l'étude des Carpathes Roumaines

entre la Dambovița et le Buzau.

INTRODUCTION

Après deux ans et demi de travail en Roumanie, et plus spécialement en Oltenie, Muntenie et Moldavie, ainsi que quelques excursions en Ardeal, en contact journalier avec la géologie de ce pays, nous pensons aujourd'hui publier un travail suffisamment documenté.

L'étude des Carpathes roumaines est actuellement assez avancée pour que l'on puisse se former une opinion, mais cette étude passe par une phase critique. Après quelques beaux travaux de synthèse, exécutés malheureusement trop tôt pour pouvoir se baser sur des cartes de détail, — synthèse reposant parfois, par conséquent, sur des pieds d'argile, — nous voyons apparaître une série d'ouvrages plus récents et plus fouillés, parfois confirmant les synthèses dont nous parlons plus haut, souvent les combattant résolument.

Cette lutte se livre principalement autour de deux questions : celle des nappes de recouvrement et celle dite des « massifs de sel ». Nous verrons en temps et lieu les divers arguments développés par les différents auteurs.

* * *

Au moment de publier ce travail, nous tenons spécialement à apporter nos remerciements aux personnes qui nous ont facilité notre tâche.

Notre gratitude s'adresse en premier lieu à M. le professeur M. LUGEON, à qui nous devons notre formation scientifique et qui nous a toujours témoigné une bienveillance parfaite, et beaucoup d'amitié.

Nous devons à M. le professeur M. MURGOCI, à Bucarest,

les premiers éléments de la géologie roumaine, et de précieux conseils.

Notre reconnaissance va aussi à la direction générale de la Société *Steaua Romana*, à Bucarest, qui a bien voulu autoriser un de ses géologues à utiliser une partie des résultats de travaux exécutés pour la Société.

A M. le Dr KRAUSS, géologue-chef, à mes collègues du Service Géologique de la *Steaua Romana*, un chaleureux merci pour les renseignements et conseils que j'en ai obtenus.

N. B. — Notre qualité de géologue de la *Steaua Romana* S. A. pour l'industrie du pétrole, nous impose naturellement une grande réserve, et ne nous permettra pas, dans certains cas, de nous étendre sur des faits fort intéressants.

Avril 1925.

P. S. — Il ne nous a pas été possible de publier ce travail avant aujourd'hui ; en conséquence, les faits exposés représentent l'état de nos connaissances il y a quatre ans.

Octobre 1929.

CHAPITRE PREMIER

§ 1. — Les relations géographiques générales de la région.

Au point de vue administratif, le terrain que nous étudions, d'une surface d'environ 5000 km.² fait partie des départements de Dambovița, Prahova, et Buzau. Le centre d'attraction naturel de la région, mieux dit, son axe est formé par la vallée de la Prahova, qui prend naissance au col de Prédéal et descend vers le sud jusqu'à la sortie de la région montagneuse et de celle des collines, à quelques kilomètres au N. - W. de Ploesți. A partir de ce moment, la rivière suit, dans cette partie de la Roumanie, la loi générale de la dérive des fleuves vers l'Est et va rejoindre le Danube. Les différentes parties, ouest, centre et est de notre région, s'orientent vers les villes de Targoviște, Ploesți et Buzau, qui forment autant de centres d'attraction soit au point de vue intellectuel, mais surtout au point de vue industriel. Vers ces points convergent les réseaux de chemins de fer, les grandes chaussées et les pipe-line de pétrole. Notre région ainsi située, tournée vers le midi, a été l'une des contrées où la population roumaine s'est fixée en premier lieu, avant son exode vers la plaine et les grandes villes. La densité de la population est encore extrêmement élevée, atteignant sur les versants de la vallée de la Prahova jusqu'à 300 habitants par km.². Ce chiffre s'explique facilement lorsqu'on voyage dans cette contrée et qu'on observe, sur des kilomètres, les voies de communications bordées de maisons, entourées chacune de son petit jardin, qui font que l'on traverse une série de villages successifs sans qu'aucune lacune ne se fasse sentir.

* * *

La région considérée, située sur le flanc méridional des Carpathes, peut être divisée du nord au sud, en trois zones successives ; la haute montagne, la région des collines et le bord de la plaine roumaine. Chacune de ces zones se distingue par ses caractères orographiques spéciaux, sa végétation, ses formes d'érosion et correspond également à des zones géologiques distinctes. Au point de vue de la géographie humaine, la transition

est également très nette entre la haute montagne, au-dessus de 1000 m., très peu peuplée sauf dans la vallée de la Prahova où les coquettes petites villes de Sinaia, Bușteni et Predeal sont à une altitude atteignant 900 m., la région des collines comparativement la plus peuplée, où les villages se suivent sans interruption dans le creux des vallées, dans chaque vallon, partout où un peu d'eau se trouve aisément, et la plaine, aux gros bourgs arrondis assez distants les uns des autres et qui se reconnaissent de loin, aux vergers dont ils sont entourés.

Si, maintenant, nous remontons la vallée de la Prahova nous pourrions étudier un des phénomènes des plus intéressants de la morphologie de cette région, à savoir l'envahissement des vallées par les terrasses fluviales. De Ploesti à Baicoi le terrain est rigoureusement plat et sa monotonie n'est rompue que par des « movila », buttes allongées, atteignant parfois 5 - 6 m. de hauteur, de forme elliptique et que l'on suppose avoir été des tombeaux. Ce trajet s'est effectué sur la terrasse la plus basse de la Prahova ; vers l'est nous voyons se développer une terrasse d'une dizaine de mètres plus élevée, sur laquelle sont situés les sondages de Baicoi. Vers l'Ouest se détachent les collines arrondies de Filipești de Padure, qui formeront le versant Ouest de la vallée. De Baicoi à Campina la route continue horizontalement sur la basse terrasse suivie de près, à droite, par une seconde sur laquelle la route monte peu avant d'entrer à Campina. Le plateau fluvial sur lequel est bâtie la ville, se trouve environ à 40 m. en dessus du lit du fleuve, à une altitude moyenne de 400 - 430 m. D'autres terrasses plus élevées ont existé, ainsi à l'est de Campina des lambeaux de graviers fluviaux se trouvent jusqu'à 600 m. d'altitude.

Le trajet de Campina à Comarnic s'effectue sur le fond plat de la vallée déjà plus resserrée, aux versants déboisés où affleurent les marnes du salifère, les couches violettes, rouges et vertes du sénonien. Ce n'est qu'aux environs de Comarnic que la vallée commence à entailler son lit, et devient un torrent impétueux, roulant entre de gros blocs. Au nord de Comarnic la vallée se resserre énormément, devient un véritable défilé, aux flancs extrêmement raides où la route et le chemin de fer ont peine à se faufiler, tandis que de toutes parts se voient les lits fortement disloqués et contournés de grès marneux et de schistes qui constituent les couches de Sinaia et qui,

à première vue, ressemblent étrangement aux flysch des Alpes suisses.

La vallée s'évase de nouveau, prend un caractère agreste, les forêts de sapins sont assez abondantes, alternant avec de verts pâturages. La vallée est dominée à l'W. par les 1000 m. de parois rocheuses des monts Bucegi, dont les sommets principaux, le Caraiman et l'Omul dépassent 2500 m. d'altitude. A l'Est par contre, ce sont d'énormes forêts de hêtres et de sapins grimant à l'assaut de sommets plus modestes, à formes trapues et arrondies.

Jusqu'à Predeal, la vallée garde un caractère semblable et, par un col presque insensible, se raccorde à la vallée du Iimişul qui descend rapidement vers Braşov.

La vallée du Teleajan, plus importante encore orographiquement que celle de la Prahova, est tout aussi peuplée que cette dernière avec des localités importantes comme Valeni de Munte. Si nous remontons cette vallée, nous pouvons distinguer, dans la zone des collines, deux bandes longitudinales à morphologie différente ; d'abord des collines de 7 à 800 m. peu boisées qui se continuent sur une distance de 6 à 8 km., puis depuis Valeni de Munte jusqu'au pied de la chaîne carpathique, une région à contours beaucoup plus mous, moins élevée qui donne doré et déjà l'impression d'un synclinal : la cuvette de Slanic.

Les terrasses fluviales inférieures pénètrent également très profondément dans la vallée du Teleajan, et la terrasse inférieure, plus profondément entaillée que celle de la Prahova, laisse voir un peu partout le sous-sol.

• • •

En comparant les caractères généraux des différentes parties de notre terrain, nous voyons qu'elles se distinguent surtout par les caractères de la haute montagne ; celle-ci, à l'Ouest de la Prahova, est non seulement plus élevée, mais plus rocheuse, plus âpre, tandis qu'à l'Est les sommets sont plus modestes, sont aussi plus réguliers comme forme, et, sauf les points culminants, uniformément recouverts de forêts.

Un autre caractère différentiel est le fait que, tandis que dans la partie occidentale la zone des collines se raccorde direc-

tement au pied de la haute chaîne, dans les régions centrale et orientale, une dépression longitudinale en forme de cuvette les sépare.

§ 2. — Géographie physique.

La Morphologie, l'Erosion, l'Hydrographie, les Terrasses.

Les conditions tectoniques générales de cette partie de la chaîne carpathique, quoique très compliquées dans le détail, peuvent être schématisées de la façon suivante :

1. Chaîne carpathique proprement dite. Les strates plongent en règle générale vers le N. ou NW., en sorte que, en gros, les couches sont érodées par la tranche sur le versant sud, et par le dos sur le côté septentrional. Ceci donne immédiatement le caractère distinctif de la chaîne, un relief que nous pouvons dessiner schématiquement comme suit :



Fig. 1.

soit versants abrupts vers l'extérieur de la chaîne, plus doux et uniformes vers l'intérieur.

Une très grande différence s'observe, comme on doit le supposer, entre les divers massifs montagneux, cristallins ou calcaires.

Tandis que dans la chaîne de Bucegi, qui domine à l'W. la vallée de la Prahova, les conglomérats cénomaniens, coupés par la tranche, forment des parois très escarpées, de plus de 1000 m. de hauteur, et retombent sur l'autre versant par des pentes herbeuses douces, où la forêt monte très haut, dans le massif gneissique de Leaota, les formes émoussées et rondes sont la règle. Dans les parties cristallines des Carpathes, un

peu de diversité est apportée par les lambeaux de calcaires mésozoïques, que nous trouvons le long du plan de chevauchement de la nappe gétique, ou en synclinaux pincés.

A l'est de la Prahova, la haute chaîne, constituée exclusivement de grès crétacés et paléogènes, est beaucoup plus monotone ; c'est un enchevêtrement de croupes boisées où il devient extraordinairement difficile de s'orienter. Le versant sud présente également quelques escarpements ; le flanc nord est très uniforme.

Dans la zone des collines, où les sédiments du Tertiaire présentent une résistance moindre à l'érosion, les formes du terrain, très variées et pittoresques par elles-mêmes, se rattachent à quelques types que nous essayerons de fixer.

Les points culminants, désignés sous le nom de « Vârful », sont généralement arrondis, à versants assez raides et formés soit par des grès de l'Eocène, de l'Oligocène, du Sarmatique et du Méotique.

Une autre forme également fréquente est la « ripa ». On désigne ainsi les crêtes présentant un versant abrupt, sur la tranche de couches sableuses, comme les grès de Kliwa de l'oligocène supérieur, le Pontique supérieur, le Dacique. Le Salifère se reconnaît de loin lorsqu'il se présente sous une largeur suffisante, les noms locaux tirés du radical « Sâre » (sel) sont extrêmement nombreux, (Sârari, Sârata, Sârăţel, Parăul Sarat, etc.). Partout le terrain glisse, les habitations se disloquent, les marnes salées, aux moindres pluies, partent en coulées comme une lave, parfois sur de longues distances. Le sol est couvert d'efflorescences blanches, la végétation elle-même prend une teinte gris-verdâtre livide, et les arbres se couchent.

• • •

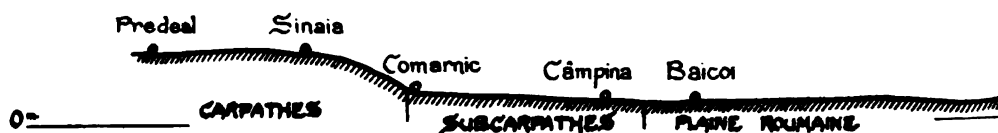
L'Erosion présente deux stades distincts : la première phase va du début jusqu'au moment où les cours d'eau principaux ont atteint leur profil d'équilibre, la seconde phase étant le démantèlement et l'arrondissement des massifs isolés par eux.

Dans la zone des collines, le premier stade est atteint. Les vallées principales, très larges, sont déjà envahies par les terrasses jusqu'à 15 - 20 Km. de leur débouché dans la plaine

roumaine ; leur fond est horizontal. Les collines elles-mêmes, par contre, sont actuellement activement ravinées, et leur topographie change constamment.

Dès que l'on quitte la zone des collines, ou Subcarpathes, pour pénétrer dans la haute montagne, on voit les rivières principales se mettre à entailler leur lit, et couler torrentiellement sur un fond rocheux. Leurs affluents les atteignent par des gorges étroites, véritables canyons, parfois, lorsqu'ils coupent des bancs durs.

Le profil suivant, le long de la vallée de la Prahova, donnera une idée assez nette du phénomène.



Longueurs 1 : 1,750000

Hauteurs 1 : 1,000000

Fig. 2.

L'activité de l'Erosion dépend naturellement du régime des pluies, aussi nous croyons bon de donner brièvement quelques renseignements sur cette question.

Le climat de la Muntenie, très chaud en été, froid en hiver, est en général peu propice aux précipitations. Celles-ci, qui ne sont en moyenne pour la plaine roumaine (Bucarest) que de 0,600 - 0,700 m. par an, atteignent pourtant, dans les Subcarpathes, environ 0,900 m. La haute chaîne en reçoit plus de 1,200 m.

Les pluies sont assez fréquentes en été (30 à 40 % de la quantité annuelle) et donnent lieu parfois à des crues violentes des rivières, qui charrient alors vers la mer des quantités imposantes de limon. Mais l'érosion est la plus forte au printemps, après la fonte de la neige, dont un à deux mètres ont tapissé le sol durant tout l'hiver. Le terrain est alors détrempé à tel point que sur le salifère, par exemple, la circulation devient parfois impossible.

A ce moment, l'érosion est active et, pendant des semaines, les rivières emportent, bribe par bribe, ce qui reste des Subcarpathes roumaines, ensemble pourtant très jeune, plissé au début du Quaternaire, et qui a déjà perdu certainement plusieurs centaines de mètres de sédiments.

. . . .

Nous ne pouvons nous étendre longuement sur l'érosion glacière qui n'a intéressé qu'une faible partie de notre territoire, les Monts Bucegi. Elle ne peut être mise en doute, un œil exercé en trouve immédiatement les traces dans les cirques rocheux, aux seuils marqués, que l'on rencontre dans cette chaîne. Les glaciers ne semblent du reste pas être descendus en dessous de 1800 m. en moyenne. DE MARTONNE a reconnu, dans les Carpathes valaques, deux phases de glaciation, l'une à la fin du Pliocène, l'autre durant le quaternaire ; dans la région qui nous intéresse, nous avouons n'avoir rien pu distinguer de semblable.

. . . .

L'hydrographie.

Sans vouloir écrire un travail sur la géographie physique de la Muntenie, nous devons toutefois signaler quelques faits saillants de l'hydrographie de cette région.

Quelques rivières importantes prennent naissance sur la ligne de partage des eaux entre le versant nord et sud de la chaîne carpathique, et descendent ensuite droit vers l'extérieur ; ce sont la Dambovița, la Jalomița, la Prahova, le Teleajăn et le Buzău.

Entre ces cours d'eaux, d'autres, moins importants, prennent naissance aux environs de la ligne de démarcation entre Carpathes et Subcarpathes, et se jettent dans les rivières citées plus haut, en général à leur sortie dans la plaine roumaine.

A ce moment, la direction change, et les cours d'eaux se dirigent vers le Sud-Est, ou vers l'Est.

Le schéma (N° 3) donne une idée du phénomène :

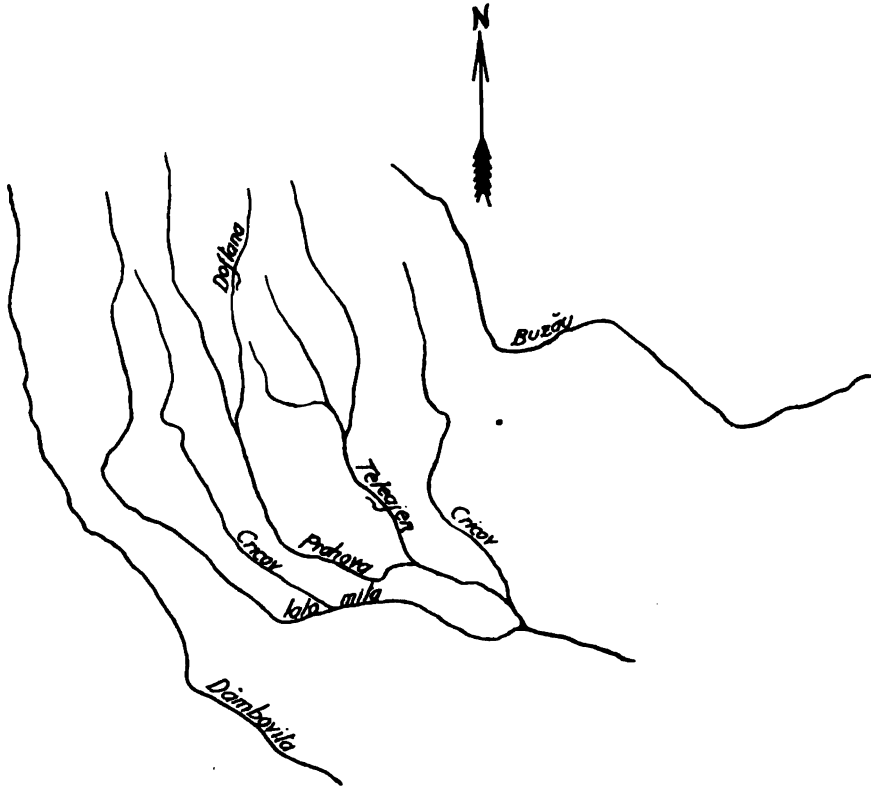


Fig. 3

La cause de ce changement de direction est à chercher dans l'affaissement de la plaine roumaine, entre le Danube, Braïla, Buzau et Bucarest, dans le Baragan. En effet, un sondage effectué dans cette région, a traversé des graviers d'âge quaternaire, levantin, etc., jusqu'au Sarmatique. Ces graviers n'ont pas été apportés là par le Danube, mais, semble-t-il, par un cours d'eau important descendant de la région des sources de la Prahova ou du Teleajan. D'autre part, le Quaternaire atteint un niveau inférieur à celui de la mer.

Cet accident est donc plus ancien que le plissement des Subcarpathes, et le cours supérieur des rivières de notre région est probablement surimposé.

Ce fait peut expliquer dans une certaine mesure l'importance des terrasses dont nous pouvons distinguer en Muntenie plusieurs niveaux.

A. Les terrasses anciennes.

I. La basse terrasse de la plaine roumaine, localisée dans le Baragan et le Teleorman.

II. La haute terrasse de la plaine roumaine, qui s'étend de Targoviste à Buzau, en poussant une pointe au sud jusqu'à Bucarest.

B. Les terrasses récentes.

Elles couvrent une partie de la haute terrasse, dans la région du pied des collines, pénètrent profondément dans les vallées transversales ; ont laissé des lambeaux jusqu'à une hauteur de plus de 300 m., au-dessus de la plaine.

La carte de la page suivante représente schématiquement le jeu des terrasses dans la vallée de la Prahova, aux environs de Campina.

CHAPITRE II.

La stratigraphie.

Notre territoire comprend les formations géologiques les plus diverses, allant du Cristallin au Quaternaire, mais quelques étages manquent.

La grande complication tectonique, et les changements fréquents de faciès qui en résultent naturellement nous obligent également à entrer souvent dans le détail des formations, en dehors des limites de la région que nous étudions plus spécialement

Pour ces parties extérieures, nous avons fait des emprunts nombreux à différents auteurs, mais spécialement au travail de T. P. Voitești, « Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. » (*Annales des mines de Roumanie*, 4^{me} année No 8 - 9. Août - septembre 1921.)

§ 1. — Les terrains cristallins.

Les Carpathes de la Muntenie sont entièrement constituées par des terrains sédimentaires, à l'exception du paquet charrié de gneiss du massif de Leaota.

Les terrains cristallins entrant dans la constitution des nappes du groupe interne, dont nous parlerons à chaque instant, nous sommes obligés de donner quelques détails sur leur constitution.

Nous distinguons deux groupes principaux de schistes cristallins, nommés par les Roumains : cristallin I et cristallin II. Avec Popescu Voitești, Murgoci et la majorité des auteurs nous distinguerons :

le cristallin II : terrain autochtone.

le cristallin I : terrain charrié.

Le Cristallin II est constitué par une série de schistes cristallins à *roches chlorito-sériciteuses*, avec schistes micacés, calcaires cristallins, cornéennes, quartzites. Cette série présente un caractère métamorphique assez prononcé. La cause de ce métamorphisme est à chercher dans le *granite basique* de Sușita, passant parfois à un granite amphibolique.

Les schistes cristallins du groupe II sont également traversés par des filons nombreux de pegmatites. Le groupe II n'a subi que des plissements peu intenses, en sorte que le métamorphisme s'est donc propagé plutôt perpendiculairement à la surface des couches.

L'âge du métamorphisme est difficile à fixer, mais remonte à peu près certainement jusqu'au Carbonifère supérieur, et peut-être localement au Permien et à la base du Mésozoïque. Il se pourrait en effet, que l'absence de Permien dans l'aire d'extension du groupe I ne soit qu'apparente et due au fait que cette formation soit métamorphisée et méconnaissable. Nous verrons également que les calcaires du Trias sont fréquemment cipolinisés.

CRISTALLIN I.

Dans ce groupe prédominent les *micaschistes*, avec amphibolites, calcaires cristallins et tout le cortège de roches schisteuses et des cornéennes résultant d'un métamorphisme intense. Ce métamorphisme est dû à des roches granitiques et à des gneiss granitiques.

Nous verrons que, à l'Est de l'Olt, nous pouvons diviser le cristallin I en deux groupes de nappes, interne et externe. Chacun de ces groupes est métamorphisé par un agent différent.

La Bande externe a été envahie par les émanations :

- 1^o. du granit d'*Albești*, granite rose, porphyrique.
- 2^o. par le granito-gneiss de *Cozia*, gneiss glanduleux à gros yeux de microcline, entouré de micaschistes riches en quartz.

La Bande interne doit son métamorphisme au gneiss de *Cumpana*, également un granito-gneiss, mais à petits felspaths. Ce gneiss forme l'axe des Monts du Făgăraș.

Au Mésozoïque inférieur, les deux séries de schistes cristallins que nous venons d'étudier brièvement ont subi un métamorphisme moins prononcé, dû à des roches basiques, diabases et porphyrites. Le résultat de cette action, a été la formation de cornéennes à épidote, à grenats, etc. C'est de la même époque que datent des serpentines. Nous verrons plus loin l'importance de ces roches pour la détermination des plans de chevauchement des nappes carpathiques internes et externes.

Ajoutons encore que, dans notre territoire, le massif gneissique de Leaota fait partie du cristallin I, de la bande interne, tandis que dans son soubassement apparaissent des gneiss de Cozia appartenant à la bande externe.

§ 2. — Le Paléozoïque.

Comme nous venons de le voir, le métamorphisme s'est étendu jusqu'à des terrains d'âge mésozoïque, mais a épargné des strates que l'on rapporte soit au Secondaire, soit au Primaire.

Dans notre territoire, le Paléozoïque étant inconnu, nous donnerons brièvement la série des sédiments telle qu'elle se rencontre dans les Carpathes méridionales. *Le Cambrien* et le *Silurien* sont inconnus dans les Carpathes roumaines, bien qu'existant dans les Balkans et en Pologne. *Le Dévonien* présente des schistes calcaires plus ou moins métamorphisés. *Le Carbonifère* se trouve sous forme de schistes noirs et de bancs grèsocalcaires à *Spirifer Mosquensis*, *Chonetes*, et de phyllites à charbon avec *Sigillaria*, *Calamites*, *Lepidodendron*.

Le Carbonifère est parfois très fortement métamorphisé, transformé en quartzites, en schistes micacés tandis que le charbon est parfois très fortement graphitisé. *Le Permien* comprend un complexe de conglomérats et de schistes violacés que l'on a appelé *Verrucano*, son faciès ressemblant fortement au Permien des Alpes. Les conglomérats formés aux dépens des porphyrites contiennent des galets de schistes cristallins.

L'origine de ces conglomérats du Permien est assez discutée ; rappelons seulement le fait que si, dans la chaîne alpine, le Permien, pincé dans les synclinaux de Carbonifère, a pris

part au plissement des chaînes varisques, il n'en est pas de même dans les Carpathes méridionales, où le mouvement date de la fin du Carbonifère. Le Permien a donc été une période continentale dans la région carpathique fortement érodée, dont les débris ont constitué les conglomérats du Verrucano.

§ 3. — Le Mésozoïque.

LE TRIAS

Nous avons vu que le Permien représente dans les Carpathes un régime continental ; le début des temps triasiques est marqué par une puissante transgression du faciès alpin.

Dans les Carpathes de Muntenie, le Trias n'est pas connu, mais, par contre, dans l'aire d'extension de la nappe gétique, on attribue à cette formation des trainées de calcaires dolomitiques marmorisés qui apparaissent pincés dans les gneiss des Monts du Făgăraș. Dans les Monts Perșani, on a le Werfénien sous la forme de schistes gris-violacé, avec des calcaires dolomitiques.

P. Voitești y cite la faune suivante :

Turbo costatus,
Naticella costata,
Myophoria costata,

Dans les Carpathes orientales, les calcaires contiennent :

Monophyllites Wengensis,
Daonella Lommeli,
Posidonomya Wengensis,
Jovites Dacus,

LE LIAS

L'époque continentale qui fait suite à la mer triasique dépose des sédiments littoraux, grès grossiers, et argiles à charbon.

Ces strates sont connues dans notre territoire, dans le massif des Bucegi, où elles supportent les couches du Dogger et

du Malm. Les charbons liasiques ne sont pas exploitables, étant trop gréseux. Plus au Nord, près de Braşov, ils deviennent de meilleure qualité.

LE JURASSIQUE INFÉRIEUR.

Le Dogger.

Bien connu dans le massif des Bucegi, dans la vallée entre cette chaîne et le paquet de schistes cristallins de Leaota, dans la région de Strunga, il présente un *Bajocien* calcaro-gréseux, parfois grossier, avec une faune d'ammonites, de lamellibranches et brachiopodes. Le Bathonien calcaire a une faune d'ammonites.

(Popovici-Hatzeg, dans son étude des environs de Sinaia, mentionne la faune suivante :)

BAJOCIEN.

Stéphanoceras Humphresianum,
Parkinsonia Parkinsoni,
Trigonia costata,
Pecten Demisus,
Terebratula perovalis, etc.

BATHONIEN.

Phylloceras méditerranéum,
Oppelia fusca,
Lytoceras adeloides, etc.

LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR (Malm).

Il est développé sous un faciès peu profond, néritique, et présente de grands lambeaux de calcaires, soit reposant sur les schistes cristallins autochtones, soit pincés sous les gneiss charriés de la nappe gétique, ou, en l'espèce, de la nappe des Bucegi.

Le Malm inférieur est parfois gréseux, rougeâtre, tandis que la partie supérieure de cet étage est représentée par les calcaires blancs, récifaux, du Tithonique, riches en nérinées.

Il est à remarquer que les débris de ces calcaires seront signalés plus loin dans les plans de chevauchement des nappes carpathiques inférieures. Comme faune, nous avons à la base, d'après Popovici - Hatzeg :

OXFORDIEN - CALLOVIEN.

Macrocephalites macrocephalus, Schloth.
Perisphinctes, sp.
Belemnopsis calloviensis, Opp.
Rhynchonella, *Pygope*, etc.
Cidaris glandifera, Goldf.
Nerinea, sp. divers
Brachiopodes, sp. divers
Coraux, sp. divers

L'INFRA - CRÉTACÉ.

Après la formation des récifs du Malm supérieur, la mer recommence à s'approfondir et dépose des sédiments calcaire-marneux, ammonitifères. Dans la chaîne des Bucegi, nous le trouvons sur le Malm, sous forme de calcaires marneux appartenant à l'*Hauterivien* avec, d'après Popovici - Hatzeg :

Crioceras Duvali, Lev.
Lissoceras, sp.
 etc.

Au-dessus nous trouvons les marnes calcaires du *Barremien* avec :

Nautilus Neocomiensis, d'Orb.
Pulchellia, sp.
Crioceras, sp.
Acanthoceras, sp. divers
Lytoceras, sp. divers
 etc.

L'*Aptien* est représenté par des calcaires récifaux à *Requienia*, donc de nouveau une période d'exondation.

Parallèlement à ces couches, vers l'extérieur de la chaîne, se déposaient des couches néritiques, calcaire-gréseuses, peu fossilifères. Ce sont les couches de Sinaia (Popovici - Hatzeg), formées à la base de grès micacés durs, recouverts de calcaires sombres, alternant avec des schistes.

Ces couches de Sinaia, au point de vue pétrographique, ressemblent étrangement au Flysch des Alpes suisses. Elles

comprennent certainement tout le Crétacé inférieur jusqu'au Barrémien y compris.

L'*Aptien* apparaît, dans ce faciès marginal, sous forme de grès micacés, avec alternances de marnes bleues à *Fucoides*, ou de calcaires à *Orbitulina lenticularis*.

Les grès deviennent plus abondants à mesure que l'on monte dans la série, et contiennent alors des *Inocerames*, des *Caprotines*, etc.

La série du Crétacé inférieur se termine dans la région du Buzau, par les conglomérats de Zaganu, strates de régression qui, suivant MM. Macovei et Athanasiu, ferment le géosynclinal crétacé inférieur, avant le plissement méso-crétacé, qui mettra en place la nappe gétique, chevauchant sur le crétacé inférieur néritique, qui, comme la dernière formation déposée, joue le rôle de « Flysch » (pris au sens tectonique du mot), de la plus ancienne nappe carpathique.

LE MÉSO - CRÉTACÉ.

Il débute par une puissante transgression.

L'*Albien* présente des conglomérats, des calcaires récifaux et des grès, avec :

Scaphites, *Belemnopsis* et *Schlæmbachia*.

Le *Cénomani*en montre une accentuation de la transgression ; il dépose les conglomérats des Bucegi, qui forment au-dessus de Sinaia des parois de 1000 m. de hauteur. Leur âge cénomanién est prouvé par :

Acanthoceras Mantelli, Sow.,
Mortoniceras et
Belemnopsis ultimus.

Plus à l'extérieur, et spécialement à l'Est de la Prahova, nous trouvons un grès à hiéroglyphes, en bancs puissants,

le grès de *Siriu*, également cénomanien, qui forme actuellement la haute crête des Carpathes, de la Prahova jusqu'en Galicie.

LE SUPRA - CRÉTACÉ.

Le Turonien manque dans notre région.

Le Sénonien, transgressif, est constitué par des marnes à ciment, à Foraminifères et huitres, et par des marnes et argiles vertes, bleues et rouges.

Popovici - Hatzeg y a trouvé *Belemnitella Höfferi*. On en connaît également quelques *Inocerames* indéterminables.

C'est probablement un dépôt de mer peu profonde, contrairement à l'avis de Mrazec.

Le Danien est continental, la chaîne carpathique étant exondée en grande partie à cette époque là.

§ 4. — Le Cénozoïque.

Au début du Tertiaire, la période continentale, commencée au Crétacé supérieur, continue pendant un certain temps, puis l'affaissement des zones externes reprend, de sorte que l'axe du géosynclinal carpathique poursuit sa marche vers l'extérieur de la chaîne. Pendant le tertiaire, la mer qui, au début, communiquait encore largement avec la mer alpine, se retire en tendant à se localiser dans sa position actuelle.

Le Paléogène (Nummulitique)

L'EOCÈNE.

Il débute, dans notre territoire, par le *Lutétien*, pincé dans les synclinaux de Sénonien. Un de ces paquets d'Eocène, à Sotrile, présente, d'après Botez, la succession suivante :

- a) grès quartzeux riche en muscovite avec un peu de ciment calcaire.

b) Calcaire gréseux sans mica, parfois avec hiéroglyphes.

On y trouve :

Orbitoides aspera, Gûmb.

Orbitoides papyraceus, Boub.

Orbitoides radians, d'Orb.

Globigerina bulloides, d'Orb.

Dentalina elegans, d'Orb.

Nummulites (intermedia, d'Arch. complanatus, Salm.), des Bryozoaires, des Brachiopodes, des valves de Cypridés, *Cidaris* et *Bourgetocrinus*, *Lamma contortidens*, etc.

Plus à l'intérieur de la chaîne, nous avons un faciès gréseux, le faciès du Grès de Fuzaru, rattaché par P. Voitești à l'Eocène, tandis que D. Preda en fait de l'Oligocène inférieur.

Le grès de Fuzaru est massif, gris, micacé, en bancs séparés par des intercalations de marnes à Fucoïdes.

En Moldavie, en dessus du grès de Fuzaru, se trouvent les grès de Lucacești, avec nummulites éocènes et *Velates Schmiedlianus*. Dans cette région, le grès de Fuzaru est donc certainement éocène, et nous ne croyons pas que les raisons données par Preda soient suffisantes. Cet auteur a, en effet, observé des bandes de ce grès de Fuzaru, intercalées entre des couches à *Meletta crenata*, (Hæckel) considérées comme oligocènes.

L'OLIGOCÈNE.

La fréquence de petits bancs de conglomérats polygéniques à la base de l'Oligocène indique qu'il existait probablement des exondations partielles de l'Eocène, et peut-être une lacune à la base de l'Oligocène ; mais quoi qu'il en soit, cette formation semble constituer un ensemble complet.

Elle débute par une série peu puissante de marnes grises, de schistes marneux, feuilletés, dysodiliques, surmontés par la série *ménilitique*, alternance de schistes argileux sombres, à écailles de poissons (*Meletta crenata* Hæckel, *longimana* Kramb.); de silex et de grès quartzeux compacts. Peu à peu, nous voyons apparaître des bancs d'un grès blanc quartzeux, qui formera la partie supérieure de l'Oligocène, le grès de Kliwa.

Il manque dans notre territoire, le faciès calcaire de la série inframénilitique (Coquand) si bien représenté en Moldavie.

Le grès de Kliwa représente la roche magasin des gisements de pétrole du pays charrié, comme Buștenari et les gites de Moldavie. Il renferme également parfois de l'ambre jaune estimé.

Le Néogène.

Le néogène marque une période d'exondation en bloc, puis de nouveaux affaissements permirent le retour de la mer miocène, sur une contrée divisée en divers bassins séparés par des seuils accentués, où naturellement se déposaient des faciès très divers, mais extrêmement importants au point de vue tectonique, ce qui nous oblige à traiter le Miocène d'une façon détaillée.

• • •

Entre le moment où se déposait le grès de Kliwa de l'Oligocène et celui de la sédimentation des conglomérats de base du Burdigalien, nous avons une série de couches, d'âge indéterminé, Oligocène supérieur ou Miocène inférieur, que nous étudierons sous le nom de *couches de transition*.

Dans les Subcarpathes, où le Miocène est le mieux représenté, nous pouvons établir la succession des strates de la manière suivante :

Pliocène.

	e)	Sarmatique.
	d)	Buglovien.
<i>Miocène</i>	c)	Tortonien.
	b)	Helvétien.
	a)	Burdigalien.
<i>Couches de transition</i>	d)	les marnes de Copaceni.
	a) b) c)	les massifs de sel.
	b)	les couches de Homoricu (Teis.)
		les couches de Podu-Mori (Teis.)
	a)	les couches de Cornu (Mrazec).

Oligocène.

N. B. — Les couches de transition sont en partie synchrones, et appartiennent probablement en partie à l'Aquitainien supérieur.

COUCHES DE TRANSITION

Elles sont le mieux représentées dans la cuvette de Slanic. Nous y trouvons de bas en haut :

a) Marnes gris-noirâtres, parfois brunâtres ou rougeâtres, à rosettes de gypse. Les marnes sont fortement bitumineuses, les cristaux de gypse sont parfois noircis pour la même raison. Ces couches de 100-150 m. d'épaisseur, appelées par Mrazec couches de Cornu, ont été sédimentées par les derniers restes de la mer oligocène. Leur faune se rattache à l'Aquitaniien ; on y a trouvé, en effet :

Cerithium margaritaceum, Brocc.

Cerithium plicatum, Brug.

Turritella turris, Bast., des *Pecten praescabriusculus*
et des huîtres.

Ces marnes bitumineuses sont considérées par Mrazec comme la roche-mère du pétrole des Carpathes roumaines.

b) Les couches de Homoricu et celles de Podu-Mori, de Teisseyre, ont été placées par cet auteur entre le Miocène et l'Oligocène. Nous ne croyons pas qu'il faille les conserver dans notre nomenclature, sinon au point de vue historique, car, pour une part, elles tombent sous la définition des couches de Cornu, et pour une autre partie, peuvent appartenir au Burdigalien ou à l'Helvétien inférieur.

c) La partie supérieure de cet ensemble incertain semble être formée par ce que nous appellerons les *marnes de Copaceni*. Nous essayerons, pour autant que c'est possible pour des strates qui se présentent toujours très laminés, de déterminer la succession des couches. Nous avons :

A la base :

Marnes et argiles dures, schisteuses, sableuses, brunes ou gris-sombre, toujours finement rubannées, en clair et sombre, et ressemblant à première vue aux schistes argileux de l'Oligocène. Les sables francs y sont rares, tout au plus y recontre-t-on de temps en temps des grès quartzeux peu épais (0,20-0,30 m.). Des traces d'hydrocarbures liquides s'y trouvent.

A mesure que l'on monte, la série devient plus sableuse, mais reste toujours finement rubannée, avec des intercalations

de marnes grisâtres et un peu de gypse. Ces marnes apparaissent toujours en contact avec les lignes de dislocation qui font sortir l'Oligocène ou l'Eocène à la surface ; les couches de Cornu suivent la même règle, mais il semble que ces dernières soient localisées plus au Nord, en formant une bande longitudinale de 6—8 km. de largeur, tandis que les marnes de Copaceni sont plus externes. On les voit apparaître en effet généralement sous les digitations externes de la nappe marginale ; elles sont particulièrement belles dans la région de Copaceni, de Gura-Vitioarei dans la vallée du Teleajan. Plus à l'Ouest, dans la région de Buştenari, on ne peut les observer en surface, car elles sont masquées par la transgression Méotique, mais nous les avons retrouvées dans des sondages, en dessous de l'Oligocène.

Quelques pointements de ces marnes sont connus encore plus à l'extérieur, dans la région des plis dyapires, ainsi à Scaioşi dans la vallée du Teleajan, à Podeni-Noi où elles ont été considérées comme Oligocène, à Pucioasă.

Elles sont en général stériles, quoiqu'on y ait retrouvé des écailles de poissons.

d) Dans une position tectonique semblable, apparaissent souvent des masses de sel gemme, des gypses, enrobés dans une gaine marneuse pleine de débris de Paléogène, Miocène, de gneiss de Cozia, de micaschistes, de diabases, de calcaires jurassiques et crétacés.

Nous verrons plus loin, dans le chapitre de la Tectonique de notre région, que ces débris divers appartiennent à un peu toutes les formations qui se rencontrent au flanc inférieur des diverses nappes de recouvrement. Nous verrons également que les massifs de sel sont montés au jour en suivant ces plans de chevauchement. Comme les nappes sont charriées sur le Miocène inférieur et sur les couches de transition, qui apparaissent toujours au flanc inférieur des nappes, nous admettons pour le moment que les massifs de sel appartiennent également à ces couches de transition, puisqu'ils sortent au jour dans la même position tectonique, et qu'ils s'accompagnent les uns les autres d'une manière intime.

Au chapitre VI, nous verrons les hypothèses nombreuses qu'on a établies sur la présence des massifs de sel, et surtout sur leur matériel exotique.

LE MIOCÈNE.

Le *Burdigalien* débute par un conglomérat de transgression puissant, polygénique, aux blocs parfois énormes. C'est un conglomérat marin, de roches mésozoïques et nummulitiques, appartenant aux crêtes carpathiques exondées à ce moment-là, prises dans un ciment gréseux. MM. Popescu Voitești et Preda y ont trouvé des *Pecten* burdigaliens.

Dans le synclinal de Brebu, au Nord de Campina, les conglomérats passent à des grès et à des marnes rougeâtres (le faciès rouge du Salifère, de Mrazec) d'une épaisseur de quelques centaines de mètres.

Plus haut, ce sont des marnes grises également puissantes, pouvant déjà appartenir à l'Helvétien.

Dans quelques endroits, le Burdigalien contient des gypses et du sel, mais moins importants que ceux des noyaux de sel proprement dits.

L'*Helvétien*, qui fait suite au Burdigalien, est constitué par des séries puissantes de grès tendres gris, de marnes sableuses, de sables, avec dans la partie supérieure des intercalations, parfois puissantes, de « Pala » ou tuf dacitique, sous forme d'un grès marneux à mica et augite, ou de marnes feuilletées à mica blanc. Cette Pala est parfois calcaire.

L'Helvétien est parfois discordant sur le Burdigalien, preuve de mouvement tectoniques intenses à cette période, mais la transgression la plus importante est celle de l'*Helvétien supérieur-Tortonien*.

Nous rattachons en effet les tufs dacitiques à l'Helvétien supérieur, mais en admettant que les volcans qui leur ont donné naissance aient fait éruption après la période de plissement dont nous parlons plus haut, plissement qui a produit les nappes du paléogène.

Les tufs dacitiques n'étant jamais pris dans le réseau de ces nappes, nous devons admettre que le plissement et la mise en place des nappes carpathiques extérieures a eu lieu entre l'Helvétien inférieur, qui joue avec l'autochtone, et l'Helvétien supérieur, transgressif sur les parties charriées.

En effet, Popescu-Voitești, dans la région d'Ogretin, a observé la discordance nette du 2^m étage Méditerranéen (Helv. sup. - Tortonien) sur les couches à sel et sur l'Oligocène.

Le Tortonien, concordant sur l'Helvétien supérieur, est constitué par des marnes grises, gréseuses, à intercalations de grès tendre, avec une faune d'huîtres et de gastéropodes, nettement marins, ainsi *Ostrea cochlear*, des *lithotamnies*, *Tapes vitaliana*, Partsch., *Arca diluvii*, Lamarck. *Corbula gibba*, Olivi. *Ancillaria*, *Mitra*, etc.

Le Buglovien se trouve sous forme de marnes vertes, avec un peu de gypse, et montre parfois des efflorescences salines, ce qui fait qu'il ressemble au deuxième étage Méditerranéen. Au point de vue tectonique, il joue avec le Sarmatique. On y trouve des *Cerithium* principalement, et quelques petits lamellibranches. Nous le trouvons bien représenté dans la région de Gornetul-Cuib, à l'Est du Teleajan où il est intercalé entre le deuxième étage Méditerranéen et le Sarmatique, en concordance parfaite avec ce dernier.

Le Buglovien nous a livré, dans la région de Gornetul-Cuib :

Ervilia podolica, Eichw.
Ervilia trigonula, Sokol.
Lucina dentata, Bast.
Modiola volhynica, Eichw.
Buccinum, sp. divers
Corbula gibba, Olivi.
 des *serpules*.

LE SARMATIQUE.

Les temps sarmatiques montrent la dernière avance importante de la mer avant son lent retrait durant le cours des temps pliocènes, ce qui explique les faciès variés de cette formation.

Dans la région de Campina, Buștenari, le Sarmatique inférieur semble manquer, la série débutant par les sables jaunes stériles du Sarmatique moyen.

Dans la région de Magurelele, il débute immédiatement par les grès à *Macra podolica* (Eichw.) et des calcaires zoogènes.

Plus au Nord, il débute par des grès et des conglomérats.

Le Sarmatique supérieur est saumâtre et se raccorde à la zone à *Dosinia exoleta* du Méotique inférieur.

La Faune sarmatique est très riche, nous donnons ci-dessous quelques fossiles parmi les plus fréquents :

Cardium obsoletum, Eichw.

Cardium protractum, Eichw.

Cardium plicatum, Eichw.

Ervilia podolica, Eichw.

Tapes gregaria, Partschi.

Mactra podolica, Eichw., var. *ponderosa*, Sabba.

Modiola volhynica, Dub.

Cerithium pictum, Bast.

Cerithium rubiginosum, Eichw.

Cerithium nodosoplicatum, Hörnes.

Cerithium disjunctum, Sow.

Trochus podolicus, Dubois.

Turbo, sp. divers

Nassa, sp. divers

Buccinum, sp. divers

Melanopsis, sp. divers

Solen, sp. divers

Donax, sp. divers

Neritina, sp. divers

Ces trois dernières formes, ainsi que quelques *cerithes*, sont plutôt localisées dans le Sarmatique supérieur.

Dans une position tectonique spéciale, en contact anormal avec l'Oligocène, nous voyons apparaître, au Nord de Buștenari, une formation très discutée, d'âge encore indéterminé exactement, le *Sarmatoïde*, ainsi nommée par TEISSEYRE à cause de sa ressemblance pétrographique avec le Sarmatique. Il débute par des sables très puissants, avec de petites intercalations de marnes. On y trouve des restes de plantes, morceaux de bois et quelques traces de feuilles.

En montant dans la série, les marnes deviennent plus puissantes, elles sont bleuâtres, vertes, avec souvent un passage vers le brun. Le *Sarmatoïde* contient encore quelques intercalations minces de tufs dacitiques, ce qui le rattache à la partie inférieure du Miocène supérieur. Le Sarmatien, ou du moins le Buglovien semble être concordant sur lui.

D'après les foraminifères qu'il contient, le *Sarmatoïde* serait à rattacher au Tortonien (Protescu). TEISSEYRE a le premier distingué cette formation, mais en y rattachant énormément

d'Helvétien, et même de l'Oligocène et de l'Eocène. Actuellement sa position tectonique est tout aussi discutée que son âge, ce qui nous a conduit à le traiter séparément, à la fin du Miocène, dont il fait certainement partie.

Le Pliocène.

Pour la région que nous étudions, le début du Pliocène est marqué par un affaissement de la Plaine Roumaine, qui par conséquent attira à elle les restes de la mer. Les Carpathes proprement dites connurent alors une période d'érosion intense, donnant comme résultat une haute terrasse d'érosion, la Plateforme Gornovița, définie par DE MARTONNE.

Le Pliocène est une période d'oscillations constantes du bord Carpathique, non stabilisé, les mouvements miocènes venant seulement de prendre fin, causant de fréquentes variations des rivages des lacs et mers pliocènes. Pendant cette période, on assiste à une régression générale, coupée par de petites avances de la mer, qui tend à se retirer vers le bassin de la mer Noire.

• • •

Le Pliocène étant entièrement représenté dans notre territoire, nous nous bornerons à l'étudier en détail, sans sortir des limites de notre région.

• • •

Nous le divisons de la manière suivante, en accord avec la grande majorité des auteurs.

- 4) LEVANTIN
- 3) DACIQUE
- 2) PONTIQUE
- 1) MÉOTIQUE

Le Méotique.

Il débute par une légère transgression ; la discordance est particulièrement observable à l'Est du Teleajan, où les grès de

base du Méotique forment parfois avec les strates du Sarmatique, un angle qui atteint 15 - 20 degrés.

Le Méotique repose soit sur le Salifère-miocène, soit sur le Sarmatique, ou sur l'Oligocène de la nappe marginale.

A la base nous avons quelques mètres de graviers, de marnes sableuses à grain grossier, contenant de la pyrite et du sel là où la transgression s'est effectuée sur le salifère.

Au-dessus nous rencontrons l'horizon à *Dosinia*, complexe de marnes sableuses jaunes, de sables, de grès, avec *Dosinia exoleta*, Lin. *Cerithium Istrizense*, Teiss, *Unio subatavus*, Teiss, *subrecurvus*, Teiss, des *néritines*, etc.

Dans la vallée du Teleajan et plus à l'Est, on trouve fréquemment, en dessus des grès oolithiques du Sarmatien tout à fait supérieur, un petit complexe de quelques mètres de couches gréso-marneuses, sombres, contenant *Helix* et *Planorbis*. Plus haut viennent quelques mètres de grès calcaire, grès à gros *Unios* mal conservés, et à *Néritines* gigantesques. Ensuite viennent les grès de l'horizon à *Dosinia*, épais de 50 - 80 mètres.

Le Méotique moyen et supérieur est beaucoup plus marneux, ce sont des marnes grises et vertes, parfois d'un beau vert olive, avec des intercalations de sables clairs, blanchâtres, parfois très micacés. Nous y trouvons de nombreux *Unio*, des *Congeris* allongées, des *Hydrobies* lisses et carénées, des *Néritines*, des *Vivipares*, etc.

La partie supérieure du Méotique contient quelques bancs de marnes jaunes, et de grès calcaires gris, à *Hydrobies* et à *Congeria novorossica*.

Tant les grès et sables de l'horizon à *Dosinia*, que les sables blancs du Méotique moyen et supérieur contiennent des traces de pétrole, et forment une roche magasin de bonne qualité. Plus de la moitié des chantiers roumains tirent leur production du Méotique, spécialement de la partie inférieure de cette formation, partie plus sableuse, par conséquent plus apte à retenir des accumulations importantes d'huile.

Le Méotique est donc, dans sa majeure partie, une formation d'eau douce, l'horizon à *Dosinia* et la partie tout à fait supérieure seuls étant saumâtres. L'épaisseur de la formation est naturellement très variable, suivant qu'elle est plus ou moins laminée contre les noyaux de sel, mais ne dépasse guère de 300 à 350 m.

FOSSILES FRÉQUENTS DU MÉOTIQUE.

Unio subatavus, Teiss.
Unio subrecurvus, Teiss.
Unio cf. atavus, Partsch. (Méot. inférieur).
Congeria novorossica, Sinzow.
Congeria panticapea, Andrussow.
Congeria triangularis, Partsch. (Méot. inf.).
Congeria polymorpha, Lin. (Méot. inf.).
Dosinia exoleta, Lin.
Neritina sp. var. et *Neritodontes*.
Valvata, (Méot. inf.)
Modiola, (Méot. inf.)
Ervilia, (Méot. inf.)
Hydrobia, sp. var.
Cerithium. Istrizense, Teis. (Méot. inf.)
Ostracodes, (fréquents dans le Méot. sup.)
 des *Helix*, *planorbis* et *lymnées*.

LE PONTIQUE.

Au cours des temps pontiques, les eaux se retirent un peu, par contre deviennent salées et la mer pontique dépose une série puissante de marnes grises plus ou moins sableuses. La partie supérieure de cet étage présente déjà un passage aux eaux saumâtres du Dacique inférieur.

De bas en haut, nous avons en moyenne la série suivante de sédiments : en dessus du grès à *Congeria novorossica*, que nous prenons pratiquement comme limite Pontique-Méotique ; nous trouvons une série de 100 - 150 m. de marnes grises sableuses, parfois un peu verdâtres, ou un peu rubannées, avec des Cardidés très nombreux, spécialement les *Cardium Abichi* Hörn. et *Cardium Lenzi* Hörn. Dans le voisinage du Méotique nous trouvons également quelques Ostracodes et de petits gastéropodes, semblables aux Hydrobies du Méotique, mais avec des tours plus élevés (*Emmericia*).

Quelques bancs de grès sont également intercalés dans cette série, grès à *Cardium* généralement.

A l'Est du Teleajan, la base du Pontique est constituée par une quarantaine de mètres de marnes sombres, sans fossiles, surmontées de marnes à *Cardium*. Quelques bancs de sables

clairs se trouvent à 100 - 150 m. au dessus de la limite Pontique-Méotique.

Le Pontique moyen, plus sableux, présente dans la région de Campina-Buștenari 200-250 m. de sables jaunes, assez fins, séparés par des bancs de marnes grises ou jaunes. Les sables contiennent *Congeria Rhomboidea*, Hörn., en grandes quantités, et de gros *Cardium*. Vers l'Ouest, dans la région de Provița, le faciès sableux du Pontien semble prendre plus d'extension et envahir le Pontique supérieur également.

Vers l'Est, le même phénomène se produit, la partie supérieure devenant entièrement sableuse, à fossiles saumâtres.

Le Pontien supérieur, saumâtre en partie, marque le passage au Dacique, formation en partie lacustre ; il dépose des marnes gris-verdâtre micacées, avec de nombreux lits de sables clairs, gris ou jaunes, et quelques bancs de grès dans la partie supérieure. Dans la région de Campina, le Pontique supérieur est plutôt marneux, contenant *Valenciennesia annulata* Rous., de nombreux Cardiidés, spécialement des *Prosodacnes*, *Stylodacnes*, *Lychnocardium*, des *Vivipares*, des *Dreissencia*, etc.

La limite entre le Pontique et le Dacique est extrêmement difficile à préciser, car nous avons affaire à une transition insensible ; seule, la présence de fossiles certainement daciques, tels que *Melanopsis*, *Vivipara bifarcinata* Bielz., permet d'affirmer que l'on a franchi la frontière.

Dans la région du Teleajan, le Pontique tout-à-fait supérieur contient deux ou trois bancs de grès calcifié, à petites *Dreissencia* ou *Congeria* très mal conservées ; cinq ou six mètres plus haut se trouvant des *Unio*, nous prendrons le plus supérieur de ces grès comme couche-limite dans cette région.

L'épaisseur du Pontique est assez variable, et oscille de 500 - 700 m. Dans la région de Campina, il atteint même 750 m.

Au point de vue pétrolifère, le Pontien est en règle générale stérile. Mais, dans des zones tectoniquement broyées, le pétrole peut s'infiltrer sous pression dans un peu toutes les formations, et on en trouve suintant des plans de schistosité des marnes pontiques. Il est à remarquer que jamais on ne trouve

d'Hydrocarbures liquides dans les sables pontiques, ni même dans la partie supérieure de cette formation, pourtant lithologiquement absolument semblable au Dacique, qui est le terrain le plus productif à ce point de vue.

Par contre, spécialement dans la profondeur, les gaz de pétrole, sous forte pression dans le méotique, peuvent s'insinuer dans le Pontique, et y former de petites accumulations. Ainsi, à Filipești de Padure, à 900 m. de profondeur, dans le Pontique, on a atteint des marnes à gaz, avec une pression dans le gisement de plus de 100 atmosphères. Evidemment, au point de vue pratique, ces petits amas de gaz sont absolument sans importance.

(Nous donnons ci-dessous une liste des fossiles les plus fréquents dans cette formation).

Cardium Abichi, R. Hörn.
Cardium Lenzi, R. Hörn.
Cardium novorosicum, Barbot.
Phyllocardium planum, Desh. (Pont. sup.)
Lymnocardium nobile, Sabba. (Pont. inf.)
Prosodacna Cobalcesci, Font. (Pont. sup.)
Prosodacna Sturi, Rous. = *Stylodacna*, Sturi.
Prosodacna Haueri, Desh. »
Prosodacna Mrazecci, Teis. »
Prosodacna rumana, Sabba. »
Stylodacna Heberti, Cab. »
Congeria rhomboïdea, Hörn.
Congeria rumana, Sabba.
Congeria turgida, Brusina.
Dreissensia corniculata, Sabba.
Dreissensia rimestiensis, Font. aussi dacique.
Dreissensia rumana, Sabba.
Dreissensia rostriformis, Desh. var. diverses
Dreissenomya aperta, Coquand. = *Mytilus apertus*,
Desh.
Valenciennesia annulata, Rous.
Vivipara, sp. divers
Emmericia, (Pont. inf.)
Ostracodes, (Pont. inf.)

Plus rares:

Pontalmyra Constantiae, Sabba. =
Cardium novorosicum, Barbot.
Pontalmyra placida, Sabba., etc.

LE DACIQUE.

Il est transgressif et s'étend plus loin vers le Nord que le Pontique, sauf à l'Est du Teleajan. Dans les Subcarpathes méridionales, région des gisements de pétrole, il est en parfaite concordance avec la formation précédente, et, comme nous l'avons vu, le passage d'une formation à l'autre est insensible. Le Dacique inférieur présente un peu partout des caractères constants ; ce sont des marnes gris-brunâtre ou verdâtre, très sableuses, micacées, relativement peu fossilifères. De puissants bancs de sable jaune y sont intercalés, contenant des *Unio* lisses, des *Vivipares*, *Melanopsis*, etc. Dans les marnes, on a des cardiidés saumâtres, des *Psilodontes*, etc.

Quelques bancs minces de lignites y sont intercalés, avec des marnes noires charbonneuses.

Dans la région de la Jalomița, le Dacique débute par une série de 100-150 m. de marnes gris-verdâtre, à *Ostracodes* très nombreux. Il se pourrait que ces couches comprennent aussi la partie la plus supérieure du Pontique. En l'absence d'autres fossiles, nous admettons leur âge dacique.

Vers l'Est, dans la région du Teleajan, le Dacique débute par un complexe de sables jaunes à *Unio* avec petits lits de marnes grises ; les sables deviennent plus abondants à mesure que l'on monte dans la série, ils deviennent également plus grossiers.

Le Dacique supérieur, à marnes plus verdâtres contient, à part quelques bandes de graviers, un certain nombre de couches de charbon brun, exploitées dans la région de Târgoviște, à Filipești de Padure. Le lignite dacique est d'assez bonne qualité, quoique tombant rapidement en poussière, et est utilisé pour le chauffage des locomotives.

• • •

Le Dacique inférieur est saumâtre, tandis que l'influence continentale est déjà plus forte dans la partie supérieure de cet étage à peu près uniquement de faciès estuarien et lacustre. La faune se ressent de ces variations et présente un mélange de formes considérable.

Nous ne pouvons, par conséquent, indiquer que quelques

fossiles parmi les plus caractéristiques ; dans la plupart des cas, spécialement dans la partie inférieure de cet étage, la combinaison d'un certain nombre de types permet seule d'arriver à une détermination stratigraphique.

Le Dacique supérieur montre déjà un certain nombre de formes levantines.

Désigné par les anciens auteurs sous le nom de couches à *Unios* et *Bifarcinates*, le Dacique n'est caractérisé ni par les *Unios*, ni par *Vivipara bifarcinata* Bielz., qui sont tous des fossiles également levantins.

Nous essayerons de dresser un tableau montrant la répartition des fossiles les plus caractéristiques, dans l'épaisseur du Dacique.

FOSSILES	LEVANTIN	DACIQUE	PONT. SUP.
<i>Unio sculptés</i>			
<i>Unio lisses</i>			
<i>Vivipares</i>			
<i>Vivip. bifarcin.</i>			
<i>Helix</i>		accidentel	
<i>Planorbis</i>			
<i>Cardium</i>			
<i>Lymnocardium</i>			
<i>Prosodacna</i>			
<i>Stylodacna</i>			
<i>Dreissensia</i>			
<i>Melanopsis</i>			
<i>Valenciennesia</i>			

Il ressort de ce tableau que seule une combinaison de formes permet de fixer les limites supérieures et inférieures de la formation.

La faune dacique montre beaucoup de formes que nous avons rencontrées dans le Pontique supérieur, ainsi :

- Prosodacna rumana*, Tourn.
- Prosodacna Haueri*, Desh.
- Prosodacna stenopleura*, Sabba.
- Stylodacna Sturi*, Cob.
- Stylodacna Heberti*, Cob.
- Cardium novorossicum*, Barbot.

D'autres formes sont plus spécialement daciques, comme :

Unio rumanus, Tourn.
Unio Sturdzae, Cob.
Unio maximus, Fuchs. (*Anodonta* ?)
Unio recurvus, Sabba.
Vivipara bifarcinata, Bielz.
Vivipara woodwardi, Brus.
Hydrobia, sp. var.
Lythoglyphus, sp. var.
Neritina, sp. var.
etc.

Le Dacique, d'épaisseur moyenne de 400-450 m., est la formation pétrolifère la plus productive de Roumanie; les sables du Dacique moyen et inférieur donnent parfois des accumulations de pétrole considérables, localisées en un certain nombre de strates que nous étudierons dans le chapitre des gisements de pétrole.

LE LEVANTIN.

Autrefois désigné sous le nom de couches ou graviers de Candești, le Levantin est une formation entièrement d'eau douce, qui débute par une transgression très nette sur les couches qui lui sont inférieures, déjà un peu plissées à ce moment-là.

La limite inférieure du Levantin est lithologiquement assez facile à fixer, mais il n'est, par contre, pas certain que cette limite pétrographique coïncide avec la limite paléontologique.

En dessus des marnes daciennes, nous trouvons 40 à 50 m. de marnes vertes, avec des restes de fossiles terrestres, les marnes à *Helix*, importantes au point de vue de la technique du sondage dans les gisements de pétrole daciques. Au-dessus viennent quelques centaines de mètres de marnes panachées jaunes, vertes, bleuâtres, avec des bancs de plus en plus fréquents à mesure que l'on monte, de graviers et de sables; le levantin supérieur étant à peu près entièrement constitué par du matériel fluviatile grossier.

La limite entre le Levantin supérieur et le Quaternaire est difficile à fixer. Les terrasses les plus élevées des Subcarpathes lui appartiennent peut-être, mais, en l'absence de faits permet-

tant de trancher la question, nous admettrons que les terrasses les plus anciennes, dans la région des collines, appartiennent déjà au Quaternaire.

La Faune levantine est très riche, mais se rattache à un très petit nombre de genres. On a :

Helix, sp. var.
Planorbis, sp. var.
Unio Davilai, Porum. = *U. procumbens*, Fuchs.
Unio Beyrichi, Neum. = *Janinae*, Teis.
Unio Munieri, Sabba.
Unio procumbens, Fuchs.
Unio sculptus, Brus.
Unio Banae, Botez.
Unio lenticularis, Sabba.
Unio gorjensis, Teis.
Vivipara Dezmaniana, Brus.
Vivipara craiovensis, Tourn.
Neritina, sp. var.
Tylopoma Brusinae, Sabba.
Valvata, sp. var.
Hydrobia, sp. var.

LE QUATERNAIRE.

a) *Le Quaternaire ancien.*

Au début du Quaternaire, les régions carpathiques ont été soulevées certainement de plus de 1000 m. Aussi les restes des eaux pliocènes se sont retirées dans les dépressions encore en voie d'affaissement, telles que la partie orientale de la plaine roumaine, y déposant les basses terrasses du Baragan et du Teleorman, et la terrasse plus élevée de Bucarest-Ploëști.

Pendant ce temps, se déposaient les terrasses les plus élevées des Subcarpathes, actuellement à plus de 300 m. au dessus de la plaine.

b) *Le Quaternaire récent.*

Pendant cette période, on assiste à la sculpture des massifs

montagneux et des collines, avec le dépôt, dans les vallées, des terrasses inférieures.

Sur le Quaternaire ancien nous trouvons généralement une argile sabloneuse jaune, à base de *Loess* ; tandis que le Quaternaire récent est surmonté directement de *Lehm*.

Le tableau de la page suivante récapitule les principaux mouvements orogéniques que manifeste la série stratigraphique dans notre champ d'étude.

Les phases orogéniques

<i>Formation</i>	<i>Faciès</i>	<i>Phénomènes</i>
Prépaléozoïque	cristallin	
Paléozoïque Cambrien Silurien Dévonien Carbonifère	? ? ? métamorphique en grande partie	
		plissement de la chaîne varisque
Permien	continental	érosion de la chaîne varisque
Mésozoïque. Trias Lias Dogger Malm <i>Crétacé inférieur</i> Hauterivien Barremien Aptien	transgressif continental et néritiq. néritique néritique puis récifal transgressif néritique récifal puis exondation	
		plissement mésocrétacé, mise en place de la nappe gétique
<i>Crétacé supérieur</i> Albien Cénomanién Turonien Sénonien	transgressif, conglo- mérique et récifal transgressif ? transgressif	
		début de la formation de la nappe de Si-riu, qui s'associe les marnes rouges sénoniennes.

<i>Formation</i>	<i>Faciès</i>	<i>Phénomènes</i>
Danien	continental	érosion dans les Carpathes et formation de la haute terrasse de Boraşcu (de Mart.)
Cénozoïque <i>Eocène</i> <i>Oligocène</i>	transgressif régressif	
		la mer se ferme et ne laisse que quelques bassins lagunaires
<i>Couches de transition</i> <i>Miocène</i> Burdigalien Helvétien inf. Helvétien sup. Tortonien Sarmatien	lagunaire	
	lagunaire lagunaire	
		mise en place des nappes du flysch, remaniement de la nappe gétique.
	transgressif transgressif puis régressif et récifal. transgressif puis régressif	
		plissement local du Sarmatique. Exondation partielle des Carpathes. Erosion de la plateforme Gornoviţa (de Martonne)

CHAPITRE III

La tectonique.

L'étude des Carpathes sud-orientales n'a été entreprise sérieusement qu'au début de ce siècle. Quelques auteurs avaient déjà, au siècle dernier, entamé le déchiffrement de cette région fort compliquée et y avaient reconnu les étages géologiques les plus importants. On savait également qu'il existait quantité de contacts anormaux, expliqués par failles locales. Depuis la fondation de l'Institut géologique de Roumanie, en 1907, sous la direction de L. MRAZEC, les études se sont poursuivies par des travaux paléontologiques appréciés et quelques cartes de détail.

Mais ce n'est que du moment de la découverte de nappes de recouvrement par MURGOCI, MRAZEC, POPESCU-VOÎTEȘTI, en 1905 et les années suivantes, que date l'étude des Carpathes conformément aux vues modernes sur les chaînes de montagnes.

En 1905 apparaissent dans les comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris trois notes de MURGOCI établissant l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes gétiques, question que l'auteur exposait en détail au Congrès géologique international de Stockholm, en 1910.

MRAZEC et POPESCU-VOÎTEȘTI, de leur côté, étudiaient les Carpathes de la Muntenie et, S. ATHANASIU, de la Moldavie. Tandis que les deux premiers publiaient, en 1911, leur « Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique », synthèse de la chaîne, dans laquelle ils distinguaient les sept nappes qui sont encore aujourd'hui à la base de notre travail, le dernier contestait et conteste encore l'existence de chevauchements à longue distance.

Malheureusement, ce grandiose travail de L. MRAZEC et I. P. VOÎTEȘTI, basé sur des études de détail parfois insuffisantes, s'est montré, en quelques points, inexact ou du moins d'une interprétation forcée. Ces défauts ont été exploités à tort par des chercheurs comme MACOVEI, S. et I. ATHANASIU, PREDA, GRO-

ZESCU, ce qui les a conduit à nier l'existence des nappés d'une façon complète. Le dernier ouvrage paru, de D. PREDA, sur la « Géologie de la partie orientale du district de Prahova (1924) », reflète assez bien l'esprit de cette école, à laquelle se rattachent la presque majorité des jeunes géologues roumains.

PRED A n'apporte, contre l'existence de nappes de recouvrement, aucun argument qui soit probant, et se borne à déclarer que l'existence de telles nappes est incompatible avec la structure relativement simple de cette partie de la Roumanie.

Nous verrons plus loin que cette structure est en vérité fort compliquée, la tectonique en écaillés de chevauchement étant encore rendue plus difficile à déchiffrer par plusieurs transgressions.

Quant à nous, nous tenons à déclarer que, après de longues et patientes études sur le terrain, nous n'avons absolument rien observé qui rende l'application de la théorie des nappes de recouvrement impossible, ou seulement difficile. Au contraire, tout parle pour elle et un géologue habitué aux pays charriés ne peut hésiter à affirmer l'existence de nappes de recouvrement dans les Carpathes.

Dans la partie stratigraphique de notre travail, nous avons parlé succinctement des massifs de sel, et les avons rattachés aux couches de transition entre Oligocène et Miocène.

Les massifs ou noyaux de sel sont, soit au point de vue stratigraphique, soit au point de vue tectonique, l'objet de vives discussions.

Une chose est certaine : ils apparaissent partout en contact anormal avec ce qui les entoure ; ils semblent avoir eu une action de percement assez intense et c'est pour donner un nom à ce type spécial d'anticlinal que MRAZEC a créé le terme de « pli dyapire ».

Ils sont entourés d'une brèche, vrai musée de roches carpathiques et de celles de l'avant-pays.

Quoique la majorité des auteurs soit d'accord pour attribuer les massifs de sel au miocène, en suivant l'avis de MRAZEC, d'autres, POPESCU-VOÎTEȘTI en tête, soutiennent que le sel doit avoir traversé par percement toutes les formations dont on re-

trouve des débris dans la brèche du sel ; son âge serait, dans ce cas, précambrien, ou bien le sel n'aurait pas d'âge.

L'hypothèse du sel miocène est la plus vraisemblable, mais la mise en place de tels massifs est dans ce cas très difficile à expliquer. Les plis dyapires ne sont qu'un nom, et leur formation requiert un agent moteur actuellement inconnu.

Nous avons fait connaître notre point de vue dans une petite note parue dans les *Eclogæ Geologicae Helvetiae*, Vol. xix, N° 1, et admettons que l'existence des massifs de sel est liée à celle des nappes de recouvrement d'une manière intime.

L'hypothèse du sel précambrien explique aisément tous les détails des massifs. Elle donne ainsi une satisfaction première à ceux qui la suivent, mais, à notre avis, c'est décidément chercher un peu trop loin ce qui se trouve à proximité.

LES UNITÉS

Aperçu général sur la tectonique des Carpathes sud-Orientales.

Nous avons donné, en 1924, dans les *Eclogæ Geologicae Helvetiae*, Vol. XVIII, N° 4, un résumé de la tectonique carpathique, accompagné de quelques profils. Nous reprendrons rapidement les diverses unités tectoniques, telles qu'elles se présentent de haut en bas, soit de l'intérieur vers l'extérieur.

A) NAPPES A RACINES INTERNES

VIII. *Nappe gétique* (Murgoci).

Nappe transylvaine (Mrazec et Rheinhard ; Mrazec et P. Voïtești).

Hochtatrische Decke (Uhlig).

Tauern Decke, etc.

Dans la vallée de l'Olt, et plus à l'Est, jusqu'au Nord de Campulung, nous avons pu la diviser en une série interne et une série externe : la partie interne dans les Monts du Făgăras étant la nappe gétique proprement dite, la partie externe formant la nappe de Cozia (VI).

Cet ensemble a été mis en place au Mésocrétacé, et charrié sur le Crétacé inférieur, néritique, allant du Valanginien à l'Aptien, et nommé *couches de Sinaia*.

Les schistes cristallins de la région comprise entre la nappe gétique et la nappe de Cozia, ainsi que le sédimentaire qu'ils supportaient ont, plus tard, au miocène moyen, été remis en mouvement, formant la *nappe des Bucegi* (P. VOÎTEȘTI) ou *nappe VII*, qui chevauche sur la nappe de Cozia, et plus à l'Est sur les couches de Sinaia. Le chevauchement, indiscutable, s'observe dans la vallée de Prahova, dans les environs de Sinaia, sur une longueur de plusieurs kilomètres. Le long du plan de chevauchement se présentent des blocs parfois énormes de calcaires jurassiques ou crétacés, qui peuvent être soit des Klippes arrachées, soit le flanc inférieur laminé de la nappe.

Celle-ci se compose en grande partie de conglomérats cénomaniens, de Crétacé inférieur calcaro-marneux à ammonites, de Malm, Tithonique et Oxfordo-Callovien, de Lias et de Trias. Plus à l'Ouest, le gneiss de Leaota, qui fait partie de cette même nappe, s'observe recouvrant le crétacé supérieur conglomératique.

A l'Est de la vallée de la Prahova, la nappe des Bucegi n'est représentée que par quelques Klippes de conglomérats reposant sur le crétacé de la *nappe de Siriu* (V).

Plus à l'Est, dans les Monts du Buzau, le Crétacé inférieur de la nappe de Siriu se termine par un série de conglomérats, les conglomérats de Zăgănu, qu'à tort on a parfois confondus avec ceux des Bucegi, en en faisant des Klippes de cette dernière nappe. PREDA a montré que cette identification est fautive, mais en tire immédiatement, par une généralisation abusive, la conclusion que la nappe de Bucegi n'existe pas, car, dit-il, il n'existe pas de masse charriée, puisque ces conglomérats n'appartiennent pas à la nappe de Bucegi. Ce qui peut être vrai pour la région étroite étudiée par PREDA ne l'est certainement pas dans la règle; nous venons de voir que le plan de chevauchement de la nappe des Bucegi est parfaitement caractérisé.

UHLIG délimite vers l'extérieur la nappe gétique par les « *Klippes de la zone interne* ». Dans la région qui nous intéresse, nous n'avons pas vu de Klippes, ou du moins de débris arrachés en profondeur, mais bien des fragments du flanc inférieur écrasé de la nappe.

La subdivision d'UHLIG en *piénines* et *subpiénines* peut également s'appliquer à la nappe gétique des Carpathes méridionales. Nous venons de voir qu'on peut la diviser en deux groupes interne et externe, à l'Est de l'Olt. A l'Ouest de cette rivière, la bande de gneiss de Cumpăna, formant l'axe de la bande Nord se continue dans les Monts du Lotru par la rangée de *massifs granitiques de la Latorița* ; tandis que les gneiss de Cozia se poursuivent par les affleurements de *granites de Sușița*. La division de la nappe gétique en deux est donc valable aussi à l'Ouest de l'Olt.

Les couches de Sinaia, prises sous la nappe des Bucegi, sont extrêmement disloquées, plissotées, parcourues en tous sens par des filonnets de calcite, et donnent absolument l'impression que l'on est en présence de flysch alpin. Le faciès est le même, et le rôle tectonique identique.

B. NAPPES A RACINES EXTERNES

a) *Beskides* (Uhligh).

V) *Nappe du grès de Siriu* (Mrazec et I. P. Voitești).

Elle est formée essentiellement de crétacé, allant de l'Hauterivien ou Aptien à *Orbitolina lenticularis* jusqu'au Sénonien, avec de l'Eocène transgressif ; de bas en haut nous avons ;
le Barremien, schisteux ;

l'Aptien inférieur d'un faciès identique avec *Orbitolina lenticularis* ;

l'Aptien supérieur récifal, avec quelques *Scaphites* ;

l'Albien formant les conglomérats de Zăganu ;

Le Cénomani, grès à hiéroglyphes ;

le Sénonien, marnes à *Inoceramus*.

Le tout montre une période de régression coupée par de petites ingressions de la mer.

Après le Sénonien, la région carpathique a certainement subi une exondation, probablement due à un plissement peu intense, car le Danien est continental. La nappe de Siriu a commencé sa formation à ce moment-là, le géanticlinal qui lui a donné naissance se déversant au Sud sur les marnes du Sénonien. Il s'ensuit que les marnes sénoniennes ont été rendues solidaires des mouvements futurs de la nappe de Siriu.

Une preuve de ce premier mouvement peut être donnée par la présence des « *Klippes de la zone externe* (UHLIG) » entre la nappe de Siriu et les marnes du Sénonien. Ces Klippes, à part des couches de Sinaïa de l'autochtone, des gneiss de Cozia, des calcaires jurassiques, crétacés, etc., montrent aussi de nombreux fragments de ces roches basiques qui, au Mésozoïque, ont envahi les schistes cristallins des groupes I et II. Ce sont des diabases, des porphyrites, des variolites, etc. Les marnes sénoniennes étant intimement liées à la nappe de Siriu, en contact immédiat avec elle, il serait difficilement admissible que la présence de ces blocs date du miocène moyen, moment auquel le tout a été plissé d'une façon solidaire.

Nous admettons donc qu'après le Sénonien, le géanticlinal de Siriu a chevauché sur les marnes sénoniennes, en apportant avec lui les roches basiques sus-mentionnées, arrachées à l'Autochtone.

Au miocène moyen, le tout a été poussé en avant, nappe de Siriu et marnes rouges, et a occupé sa position actuelle.

D. PREDA déclare que le chevauchement du matériel crétacé (de la nappe de Siriu), sur le Sénonien, et de ce Sénonien sur le Miocène inférieur est tout-à-fait secondaire. Outre qu'il ne tient pas compte des Klippes de roches basiques citées plus haut, qu'il tient pour des débris de conglomérats du Gault, il déclare négligeable un chevauchement s'observant constamment sur plus de 500 Km. de distance, jusqu'en Galicie centrale. Il est tectoniquement impossible qu'un rebroussement de quelque cent mètres, comme il dessine le contact de la nappe de Siriu avec les marnes rouges et avec l'avant-pays, se maintienne constant sur une si grande distance.

Comme preuve de l'existence de la nappe de Siriu, nous

avons, à part les plongements vers l'intérieur, observables au front de la nappe, la présence des Klippes externes, le broyage du Barrémien au voisinage du plan de chevauchement et la présence, plus à l'extérieur, de petits paquets de Cénomaniens, entourés de Sénonien et d'Eocène, écaillés inférieures (plis linguiaux) qui viennent percer à travers le Miocène, comme à Breaza, Sotrile, au Nord de Campina.

La nappe IV, ou nappe des marnes rouges sénoniennes (VOITEȘTI) n'existe donc plus, pour nous, en tant qu'unité tectonique. C'est uniquement un satellite de la nappe de Siriu, et les marnes rouges sont à considérer comme le flysch tectonique de cette unité.

C) SUBBESKIDES (Uhlig)

III. *Nappe du grès de Fuzaru (I. P. Voitești).*

II. *Nappe marginale (Mrázec).*

Ces deux unités sont formées à peu près essentiellement de Paléogène avec une enveloppe de Miocène inférieur. Quelques pointements de Crétacé supérieur (Sénonien) y sont également connus.

L'Eocène se présente dans les deux nappes sous un faciès analogue, gréseux, celui du grès de Fuzaru. Tandis que la nappe III en est constituée pour sa plus grande part, la nappe II présente, au contraire, davantage d'Oligocène sous forme de schistes ménilitiques et de grès de Kliwa.

Les deux nappes se présentent dans des conditions semblables dans notre territoire, elles sont réduites en écaillés, fortement laminées et très masquées sous les sédiments plus jeunes. Ce n'est guère qu'à l'Est du Teleajan que l'on voit de grandes surfaces occupées par ces unités, sous forme de deux bandes parallèles, séparées par des synclinaux miocènes.

Les deux nappes sont enveloppées par les couches de transition, d'âge oligo-miocène. Elles chevauchent sur le Burdigalien mais sont recouvertes en transgression par l'Helvétien. En sorte que, au front des nappes, on a la succession suivante de couches, de l'intérieur vers l'extérieur : Eocène, puis Oligocène, couches de transition plus ou moins laminées, Burdigalien (souvent **virtuel**), **resté en arrière**, d'où il manifeste sa présence par des sources salées) et enfin l'Helvétien et le Pliocène.

La nappe de Fuzaru se distingue de la nappe marginale par l'absence de grès de Kliwa ; l'Oligocène n'y est représenté que par la série des schistes ménilitiques, tandis que, dans la nappe marginale, le grès de Kliwa est constant et connu jusqu'en Pologne occidentale.

1) *La nappe de Fuzaru* est réduite, dans notre territoire, à deux séries d'affleurements qui, vers l'Est, se réunissent en formant une bande continue tout le long des Carpathes orientales. La plus septentrionale de ces bandes se trouve au voisinage immédiat du bord des marnes rouges sénoniennes, souvent plissée avec ces dernières. La bande sud débute à la Jalomița, avec les Klippes de Pucioasa, puis se trouve dans la région de Breaza, à Sotrișle, Brebu, passe au Nord de Melicești, de Cosmina, pour aller rejoindre le Varbilau à Prajan. De là elle forme, un peu plus au Nord, l'Eperon de Homoriciu.

2) *La nappe marginale* poursuit, plus au Sud, une marche parallèle. Elle débute dans la région de Draganeasa, présente des Klippes importantes à Telega, Buștenari, passe au sud de Cosmina pour aller former, à l'Est du Teleajăn, l'Eperon de Valeni.

L'Eperon de Valeni et celui de Homoriciu sont séparés par une cuvette synclinale, et ce n'est que plus à l'Est que la nappe marginale supporte directement la nappe des grès de Fuzaru, qui a été poussée plus en avant.

La nappe de Fuzaru et la nappe marginale chevauchent sur le miocène inférieur et sur les couches de transition qui, comme nous l'avons dit, se trouvent en compagnie des massifs de sel, au voisinage immédiat du plan de chevauchement, tandis qu'elles apparaissent seules sur la carapace des couches.

Ces couches de transition Oligo-miocènes, ainsi que le Burdigalien jouent donc le rôle de « flysch tectonique » des nappes II et III, ainsi que d'une partie des marnes rouges sénoniennes remises en mouvement.

Comme nous trouvons l'Helvétien à tuf dacitique et le Tortonien fossilifère transgressifs sur le Paléogène des nappes inférieures, nous en concluons que la mise en place de ces unités a eu lieu au Miocène moyen, probablement pendant l'Helvétien inférieur.

Ces mêmes nappes ont subi des mouvements parfois assez prononcés à la fin du Pliocène, qui ont causé toute une série de phénomènes que nous étudierons un peu plus tard. Il en sera de même pour des dislocations beaucoup moins importantes, plus difficiles à observer et que nous plaçons à la fin du Sarmatique.

D) LA ZONE MI-PLIOCÈNE

Zone des plis dyapires (Mrazec).

Formation à sel.

Zone du Miocène péricarpathique parautochtone.

La nappe péricarpathique (nappe I. Mrazec).

Recouverte en grande partie par le Pliocène, cette zone est caractérisée par du Miocène moyen et supérieur, avec pointements de Burdigalien et de couches de transition.

Sa tectonique est assez simple dans les grandes lignes, parfois très troublée dans le détail. En gros, nous avons une série de lignes directrices anticlinales, Est-Ouest, jamais très longues, ne dépassant guère 10-12 km., le long desquelles apparaissent des boutonnières de miocène, avec souvent du sel au centre. Chaque ligne anticlinale ne présente, en général, qu'un ou deux points culminants. Chacune de ces lignes, en mourant en direction, est relayée par une ligne semblable, qui débute un peu plus au Nord ou un peu plus au Sud, en sorte que le tout présente un peu l'aspect d'un échiquier.

La zone mio-pliocène a une largeur de 20-25 km. dans le district de Prahova, et va en s'élargissant vers l'Est, dans la

région du coude des Carpathes. Elle forme la plus grande partie de la zone des collines, laquelle comprend également en Muntenie la région des nappes inférieures.

Les lignes anticlinales représentent des zones relativement étroites, aiguës, à flancs inclinés fortement, tandis que les synclinaux larges ont une forme de pli en coffre très caractéristique. Le cœur des synclinaux est occupé par le Levantin, tandis que, comme nous l'avons vu, le centre des parties anticlinales nous montre généralement un Miocène plus ou moins profond.

En allant vers l'Est, en Moldavie, nous voyons la couverture pliocène se retirer peu à peu et disparaître entièrement, à l'exception d'un bras de mer qui s'est avancé jusque sur la nappe marginale, dans la région de Comanești-Moinești. Le miocène supérieur forme une bande continue de plus de 30 km. de largeur, d'une allure générale synclinale, avec quelques voûtes accidentelles. Vers la limite extérieure de cette zone, nous voyons apparaître, à l'W. de Bacău, une série de collines orientées Nord-Sud, où affleurent les grès de l'Eocène, les schistes ménilitiques et les grès de Kliwa de l'Oligocène, surmontés de conglomérats verts que MRAZEC parallélise avec ceux de SLOBODA-RUNGUSKA. Ces conglomérats appartiennent au Miocène inférieur, qui passe insensiblement au Miocène supérieur et au Sarmatien. Comme ces Klippes de Bacău chevauchent sur le Sarmatique, le mouvement qui leur a donné naissance est postérieur à cette formation, et probablement post-levantin.

MRAZEC et P. VOÎTEȘTI font de ces Klippes les rudiments d'une nappe naissante, la *nappe péricarpathique*. Vers le Sud et l'Ouest, en Muntenie, cette nappe n'est plus représentée, selon eux, que par les alignements de plis dyapires que nous trouvons dans cette région.

Toute la zone miocène de Moldavie et de Bucovine est encore à étudier dans le but d'y retrouver les traces des nappes inférieures galiciennes que B. SWIDERSKY a suivies jusqu'à la frontière roumaine. Elles existent certainement, et présentent probablement leur point de culmination dans la Bucovine centrale, pour replonger ensuite en profondeur en Moldavie. Nous avons dit ailleurs, et pensons que l'avenir confirmera cette hypothèse, que *la zone miocène de Moldavie doit être pour une bonne part constituée par la carapace miocène des nappes infé-*

rieures de la Galicie orientale, dont l'Oligocène et l'Eocène apparaissent au voisinage du plateau sarmatique moldave.

E) LES MASSIFS DE SEL

Nous avons déjà donné quelques indications sur l'allure tectonique générale de la zone mio-pliocène dans les Subcarpathes de la Muntenie centrale. Etudions maintenant en détail l'allure des massifs de sel, et tentons d'en tirer quelques caractères généraux.

(Nous éviterons soigneusement le terme de Salifère, habituellement admis, car il a déjà causé souvent des confusions regrettables. De même, le terme de massifs ou noyaux de sel, par lequel on désigne souvent le noyau de percement des plis dyapires, sera réservé uniquement aux cas où la présence du sel gemme, en grandes masses, sera certaine.)

Le noyau des plis anticlinaux est constitué par du Miocène, ce qui nous permettra de distinguer immédiatement deux groupes, soit que nous ayons affaire aux couches de transition ou au Burdigalien, soit que l'Helvétien occupe seul le centre des plis.

1° Le centre du pli est occupé par le Burdigalien seul, ou accompagné de couches de transition et de sel, le tout en général très redressé, et présentant un contact tectonique net avec l'encaissant, qui sera l'Helvétien dans la plupart des cas. Cette dernière formation est parfois laminée et le noyau vient en contact direct avec le Pliocène.

Si nous entrons dans un de ces plis, nous passerons du Pliocène relativement tranquille dans l'Helvétien plus fortement froissé, avec des bancs de tufs dacitiques, de gypses. Nous rencontrons ensuite des strates redressées de gypses puissants, des bancs de conglomérats à éléments parfois énormes, puis une zone d'argiles sombres, remplies de petits galets de roches cristallines, de calcaires jurassiques, de schistes verts siluriens ou dévoniens de la Dobrogea, etc. Cette dernière formation est appelée par POPESCU-VOÎTEȘTI la « brèche du sel ». Plus à l'intérieur nous trouvons parfois du sel gemme en grosses masses.

2° Les anticlinaux ayant un noyau composé uniquement d'Helvétien sont beaucoup plus simples, moins accidentés. Ce sont des plis dyapires de l'espèce la plus simple, mais ne sont au fond qu'un stade moins avancé du premier type, le noyau de percement étant resté en profondeur.

Etudions brièvement quelques types de noyaux miocènes, pris dans différentes positions tectoniques générales.

1) MASSIF EN PAYS DE NAPPES.

Nous le voyons apparaître immédiatement en dessous du plan de chevauchement de la nappe.

Un croquis donnera une idée plus nette du phénomène qu'un texte forcément trop bref. Nous prenons l'exemple du massif de sel de Slanic.

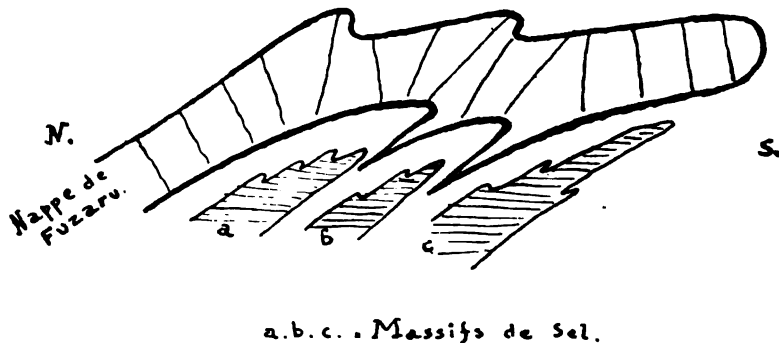


Fig. 5.

2) MASSIF AU FRONT D'UNE NAPPE

Exemple : Massif de Campina.



Fig. 6.

- a) Helvétien
- b) Burdigalien
- c) Oligocène, nappe marginale
- d) Méotique
- e) Pontique
- f) Dacique

il apparaît le long du plan de chevauchement d'une écaïlle de la nappe marginale.

3) MASSIF APPARAISSANT DANS LA ZONE MIO-PLIOCÈNE.

Exemple : Gornetul Cuib.

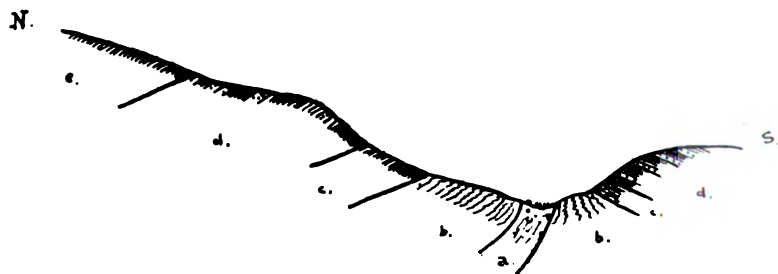


Fig. 7.

- a) Burdigalien
- b) Helvétien
- c) Buglovien
- d) Sarmatique
- e) Méotique

Exemple : Moreni.

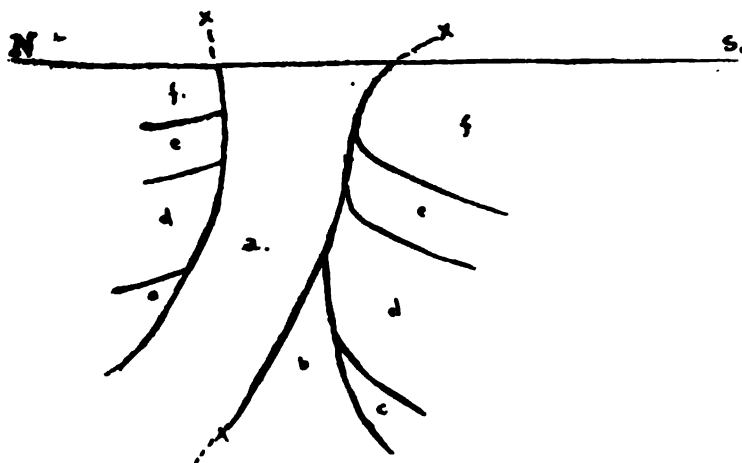


Fig. 8.

- a) Burdigalien
- b) Helvétien
- c) Méotique
- d) Pontique
- e) Dacique
- f) Levantin

La tectonique des noyaux miocènes.

Un grand nombre de massifs de Miocène connus apparaissent entre les écaillés des nappes inférieures, le long de la ligne de chevauchement de la nappe la plus extérieure, et en avant, dans la plaine, où ils sortent de dessous les sédiments du Pliocène.

Classons immédiatement ces massifs en deux groupes.

1) *Massifs carpathiques*, apparaissant dans le pays charrié ou au bord externe de celui-ci.

2) *Massifs péricarpathiques*, apparaissant à travers le Pliocène, en avant du front des nappes.

1) MASSIFS DU PREMIER GROUPE, OU MASSIFS CARPATHIQUES.

Ils apparaissent toujours sous des formations plus anciennes que le Miocène. Ainsi les massifs de Campina, Bustenari, Gura-Vitioară, Vârbilau, Scaioși, Sărări, Opariți, apparaissent sous l'Oligocène du front de la nappe marginale ; tandis que vers l'extérieur, ils sont en contact avec le Pliocène.

Sous la nappe de Fuzaru, nous trouvons aussi un certain nombre de noyaux miocènes, apparaissant sous l'Eocène, ainsi à Pucioasa, Bezdeadu-Bela, dans la région de Breaza-Sotrile, Slanic de Prahova, Homoriciu, etc.

Quelques massifs même apparaissent sous les marnes rouges du Sénonien et les grès de la nappe de Siriu, ainsi à Berteau-Vulpea.

Quelques rares massifs de Miocène, situés dans la zone péricarpathique, et appartenant par conséquent à notre second groupe, peuvent servir de transition entre les deux classes.

Ce sont les anticlinaux Miocènes de Scaioși, de Matia-Podeni-Noi. Ils ont tous les caractères généraux des massifs péricarpathiques, mais portent cependant sur leur dos des formations plus anciennes que le Miocène, soit des couches de transition, soit de l'Oligocène.

2) MASSIFS DU SECOND GROUPE OU MASSIFS PÉRICARPATHIQUES.

Ils apparaissent pincés au milieu du miocène ou du Pliocène.

Ce sont les vrais plis dyapires (MRAZEC) à noyau de perçement, dont l'action a été plus ou moins forte suivant les cas.

Un certain nombre de ces noyaux de perçement sont restés pincés dans le Miocène ainsi que nous pouvons l'observer à Gornetul-Cuib, à Glodeni, Ocnița, etc.

D'autres ont pénétré dans le Pliocène qu'ils ont parfois transpercé complètement, ainsi à Ochiuri, Moreni, Baicoi, Tintea, Malaesti, Magurelele, pour ne citer que les plus importants.

Enfin, nous trouvons un certain nombre d'anticlinaux simples, à dyapirisme peu accentué, comme ceux de Filipești de Padure, Runcu, Boldești, Aricești, Ceptura. Le noyau de ces plis

semble être également constitué par un noyau de sel, dont l'action de percement a été trop faible pour le faire pénétrer dans le Pliocène, et a seulement déformé les strates de cet âge.

La Forme des massifs et leur constitution.

Les quelques schémas de divers massifs que nous avons cités plus haut montrent des formes se rattachant à deux types, suivant qu'ils sont simples ou complexes.

Massifs simples.

Ils sont uniquement constitués par une écaille de Miocène ou de couches de transition, plus ou moins redressée, parfois verticale, en contact anormal avec les formations encaissantes qu'ils chevauchent en règle générale vers le sud, vers l'extérieur de la chaîne; ce chevauchement se trouve parfois aussi du côté nord, et accidentellement dans d'autres directions.

Certains massifs simples, et plus spécialement des massifs carpathiques sont souvent inclinés moins fortement, et plongent au Nord; dans ce cas, les formations plus jeunes qui se trouvent plus à l'extérieur sont reprises en synclinaux couchés parfois profonds, et en tous cas fortement laminés.

Les massifs simples fortement redressés se rencontrent principalement dans la région péricarpathique, en avant du front des nappes, nous citerons comme exemples bien connus : Baicoi-Tintea, Moreni-Gura Ocnitei, Podeni-Noi, etc. Leur forme peut être dessinée schématiquement comme suit :

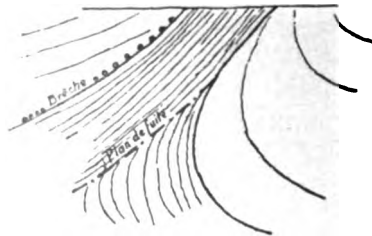


Fig. 9.

Les massifs simples, inclinés moins fortement, se rencontrent surtout au front des nappes, ainsi à Scaioși, Copaceni, etc.

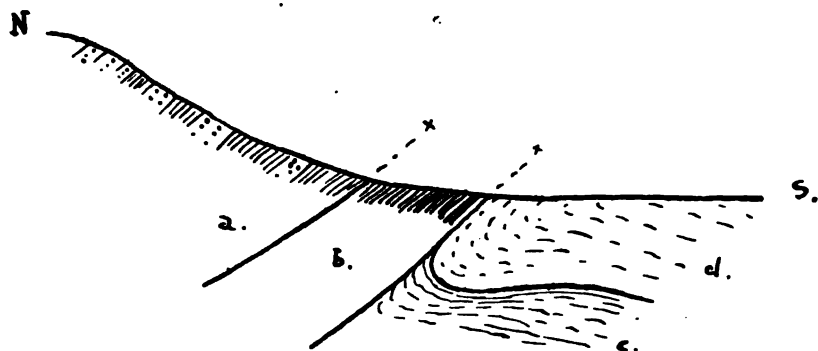


Fig. 10.

- a) Nappe marginale
- b) Couches de transition et Aquitanien
- c) Pontique
- d) Dacique

Massifs complexes.

Nous donnerons comme type le massif de Campina :

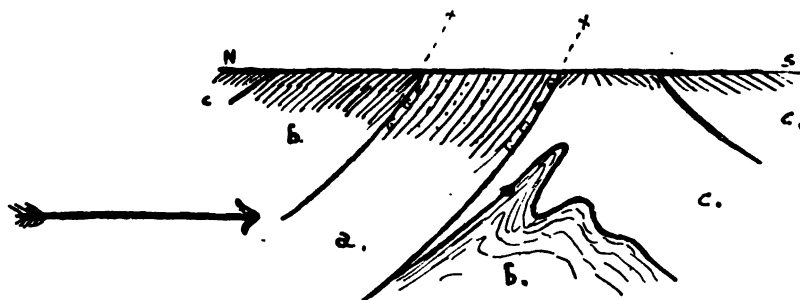


Fig. 11.

- a) Burdigalien
- b) Helvétien
- c) Pliocène

En avant du noyau (A) proprement dit, nous observons un second pointement (B) de miocène, sous la forme d'anticlinal de refoulement, pli satellite du massif, l'accompagnant longitudinalement sur des distances allant jusqu'à 2-3 km.

La forme de ces plis de refoulement est typique.

Ils présentent un ou plusieurs ressauts allant en diminuant à mesure que l'on va vers l'extérieur.

Il semble que cette forme soit due à une pression latérale, dans le sens de la flèche, l'effet produit allant en s'amortissant assez rapidement dans ce matériel peu élastique.

Les massifs complexes sont moins nombreux que les noyaux simples ; nous n'en connaissons que quelques exemples ; Campina, Glodeni, peut-être Ocnîța.

Le matériel constitutif des massifs, soit simples, soit complexes, est très variable, et une grande confusion règne à ce sujet. On a en effet parfois donné le nom de massif de sel à de simples plis qui n'ont pas de noyau de sel gemme.

Le miocène peut en effet apparaître à la surface sous différentes formes.

1. Apparitions du Miocène supérieur (Helvétique Tortonien)

a) Recouvrant les nappes inférieures et comme synclinaux entre et sur ces nappes.

b) Accompagnant les pointements de Miocène inférieur ou de couches de transition.

c) En anticlinaux simples dans la zone péricarpathique.

2. Apparitions du Miocène inférieur (Burdigalien) :

a) Entourant les nappes inférieures.

b) Sortant de dessous ces dernières, seul ou en compagnie des couches de transition.

c) En plis dyapires dans la région péricarpathique.

3. Apparition des couches de transition.

a) Sur et sous les nappes inférieures, au voisinage des plans de chevauchement de ces dernières.

b) Accompagnant parfois le miocène inférieur dans la zone péricarpathique.

Nous avons vu que le sel gemme en masses peut appartenir stratigraphiquement soit aux couches de transition, soit au Burdigalien. En fait, *il n'apparaît que là où l'une ou l'autre de ces formations se présente.*

Les différents types de massifs que nous avons traités ci-dessus auront donc comme matériel les strates constituant l'une ou l'autre de ces formations, d'où une très grande variété dans leur composition.

Pour amener ces formations dans leur position actuelle, nous avons besoin de plans suivant lesquels le mouvement se sera effectué ; ces plans délimiteront également les divers étages ayant pris part au mouvement. Nous les appellerons *plans de fuite*.

Dans de nombreux cas, ces plans de fuite joueront absolument comme des plans de chevauchement, et la partie déplacée sera une pseudo-nappe de recouvrement, avec un déplacement pouvant aller jusqu'à quelques kilomètres. Ainsi les couches de transition apparaissant sous l'oligocène de la nappe marginale ont certainement été amenées d'assez loin, puisqu'elles sont inconnues en position normale.

Ces plans de fuite sont reconnaissables dans la nature à la présence d'alignements de blocs exotiques, de sources salées, de suintements de pétrole, etc. Ils peuvent occuper l'extrême bord des massifs et former leur limite avec l'encaissant ; dans ce cas nous aurons des massifs à dislocation externe, les massifs pouvant être soit simples, soit complexes.

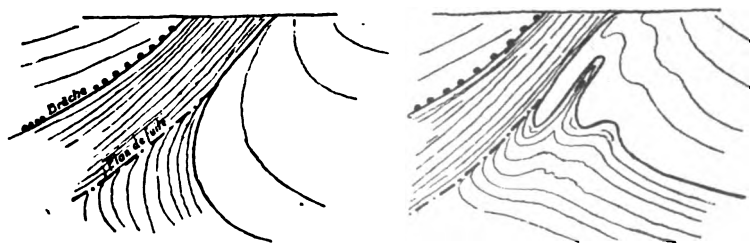


Fig. 12

Le plan de fuite peut se trouver dans le corps du massif lui-même ; on aura alors des noyaux à dislocation interne.



Fig. 13.

N. B. Nous avons dessiné ces quelques profils pour le cas de massifs ayant percé complètement leur enveloppe. Il sera aisé de reconstituer les divers cas de massifs arrêtés dans leur marche dans diverses positions.

Les relations des massifs avec leur encaissant et entre eux.

Nous avons vu quelles formes peuvent avoir les massifs, quelle peut être leur constitution, et quelles positions occupent les plans suivant lesquels le mouvement s'est effectué. Voyons maintenant comment ces schémas vont entrer dans le cadre de la tectonique générale de notre région.

A) MASSIFS CARPATHIQUES.

Dans la région des nappes de recouvrement les massifs de sel apparaissent toujours au flanc inférieur de ces nappes, ou entre des écaïlles de la même nappe.

Un massif de ce groupe aura la position suivante, représentée schématiquement.

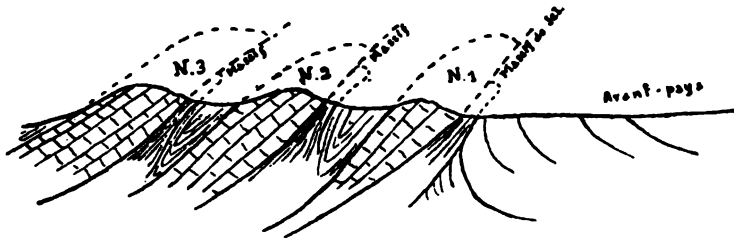


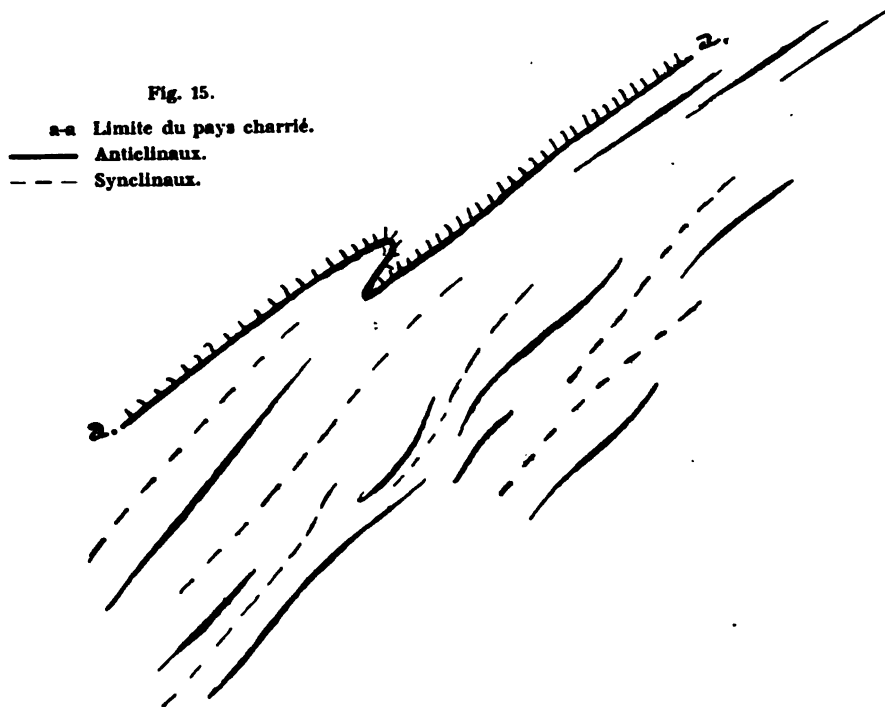
Fig. 14.

Ils seront répartis en alignements suivant le front de chaque nappe, ainsi, sous la nappe de Siriù, les massifs de Brebu, Teişani, Berteà, Maneciu, etc.

Sous la nappe de Fuzaru, nous aurons la ligne de massifs de Pucioasa, Breaza, Cornu, Cosmina, Livadia, Slanic, Drajna. Sous la nappe marginale, les massifs de sel se trouveront le long de la ligne Proviţa-Piatra, Campina, Telega, Buştenari, Stejar, Poiana de Vârbilau, Gura Vitioarei, Copaceni, Opariţi.

Massifs péricarpathiques.

Ils sont répartis suivant quelques lignes disposées en échiquier de la façon schématique suivante :



Pour ne pas nous répéter, nous étudierons ces massifs, leur répartition et leur forme dans le chapitre que nous réservons aux gisements de pétrole dans le cadre de la tectonique générale.

LE PLISSEMENT POST-PLIOCÈNE (*post-Levantin*)

Toutes les formations du Pliocène, y compris le Levantin sont fortement plissées en une série de lignes anticlinales et synclinales. Le centre des plis, comme nous l'avons vu, est occupé par le Miocène qui, en profondeur, semble être le dernier étage plissé ; le socle, constitué par la plateforme prébalcanique semblant n'avoir subi que des mouvements verticaux dus à des ruptures en gradins.

Les divers mouvements orogéniques, conséquences du déplacement vers l'extérieur du géosynclinal carpathique sont dus, d'après MRAZEC, à l'affaissement en escaliers et à la sous-poussée des parties ainsi détachées, s'enfonçant sous le front des nappes.

Le mouvement post-pliocène, le dernier connu, a eu essentiellement un effet de compression latérale, donnant des plis parfois déversés au Nord et au Sud.

Dans quelques endroits, ainsi au Nord de Buştenari, nous observons dans le Sarmatique quelques plis curieux, cet étage étant souvent replié avec le Tortonien, tandis que le Méotique transgresse sur cet ensemble et est modérément troublé. Nous ne citons ici ce *plissement post-Sarmatique* que pour mémoire, il n'a, en effet, que très peu d'importance.

Le mouvement post-pliocène n'a pas affecté uniquement la région péricarpathique, mais a eu une action très sensible sur la région frontale des nappes.

La nappe marginale a été la plus atteinte par ce phénomène, qui a y causé toute une série de perturbations locales.

1° *La nappe marginale a été remise en mouvement et a chevauché sur le Pliocène.*

Ce phénomène s'observe très nettement dans le centre du vieux chantier de Buştenari, où le contact est bien visible entre le Méotique et les grès de Kliva de l'Oligocène qui le surmontent. Ailleurs, et spécialement dans la vallée du Teleajan, ce sont les couches de transition qui viennent en contact avec le Pliocène.

Plus à l'Est, à Copaceni, les sondages les plus septentrionaux de ce chantier sont entrés dans le Méotique, au sortir de l'Oligocène.

2° Les synclinaux pliocènes qui reposent sur le pays de nappes sont déformés, leurs bords montrant un remaniement net.

Un exemple particulièrement bon est fourni par le bassin pliocène de Posești, dans le synclinal qui sépare la nappe marginale de celle de Fuzaru. La partie Nord de ce bassin, composé de Tortonien, Méotien et Pontien, est transgressive sur le Burdigalien, tandis que sa partie méridionale se trouve sur la nappe marginale.

Une coupe schématique à travers ce bassin nous montre que la partie sud a été remise en mouvement.

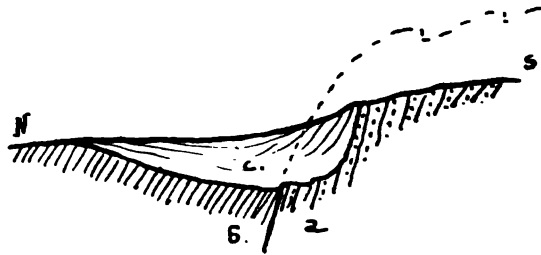


Fig. 16.

- a) Oligocène de la nappe marginale.
- b) Burdigalien.
- c) Pliocène.

En plan, le phénomène se montre de la façon suivante :

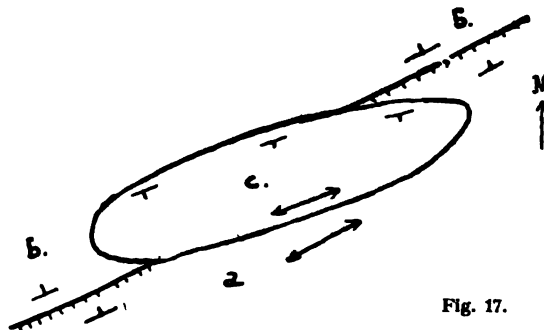


Fig. 17.

- a) Oligocène.
- b) Burdigalien.
- c) Pliocène.

Il semble que nous ayons eu un relèvement de la partie charriée, ou un affaissement du synclinal de Burdigalien.

L'étude de la région entre Teleajan et Prahova nous montrera encore de nombreux exemples de l'influence du plissement post-pliocène sur le pays charrié. Nous les désignerons sous le nom de « mouvements posthumes » des nappes.

Nous avons vu que de dessous les nappes inférieures sortent les noyaux miocènes, ou massifs de sel carpathiques. Nous avons vu que leur irruption dans les sédiments récents, date de la fin du Levantin ou du début du Quaternaire ; nous venons de voir que ces mêmes nappes ont été remises en mouvement à la même époque. Nous nous basons sur ces prémisses pour énoncer l'hypothèse suivante :

Les « massifs de sel » de la région carpathique sortent de dessous les nappes inférieures, en suivant, dans leur marche vers le jour, les plans de chevauchement de ces unités.

Leur matériel représente le soubassement miocène inférieur des nappes, poussé en avant au moment des mouvements posthumes du bord carpathique et glissé le long des plans de fuite. Leur matériel exotique, soit celui qui les entoure, soit celui qui a été roulé dans leur masse, est constitué par des débris arrachés au flanc inférieur des nappes, ou à la plateforme de l'avant-pays prébalkanique sur lequel ils ont été roulés.

Pour soutenir cette dernière proposition, nous rappellerons brièvement ce que nous savons de l'avant-pays.

La plateforme prébalkanique s'est étendue jusque dans la région actuellement couverte par le front des nappes ; d'après les résultats de sondages dans la plaine roumaine et d'après ce que nous en savons dans la Bulgarie du Nord et la Dobrogea, elle a été exondée depuis la fin des temps crétacés, jusqu'au Miocène inférieur.

D'autre part, si nous admettons l'existence des gradins du sous-sol supposés par MRAZEK au voisinage de l'arc carpathique, nous obtenons suffisamment de points de contacts entre le miocène inférieur et les roches constituant la plateforme prébalkanique pour que des débris de cette dernière aient pu être arrachés par la masse en mouvement des massifs.

Les massifs péricarpathiques ont pris naissance au même moment, et contiennent le même matériel exotique d'origine prébalkanique ; nous admettrons pour eux une genèse semblable, due à l'entassement par refoulement du matériel miocène, au droit d'un gradin du sous-sol, et à leur montée au jour par dyapirisme. L'agent moteur immédiat de ces mouvements étant la pression du fond des vastes synclinaux miocènes que nous trouvons entre les diverses lignes de massifs, et la cause première, la contraction post-pliocène de toute la zone péricarpathique.

CHAPITRE IV

La Région entre Prahova et Teleajan

Comme application des chapitres sur la Stratigraphie et la Tectonique, nous donnerons une monographie tectonique de la région du pays charrié comprise entre les rivières Prahova à l'Ouest, la plaine roumaine au Sud, le cours du Teleajan à l'Est, et la limite de la haute montagne au Nord et Nord-Ouest.

Les terrains prenant part à la constitution de ce territoire sont :

Le Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien),
Le Crétacé supérieur, Cénomanién (grès de Siriu),
Sénonien (marnes rouges).

Eocène.

Oligocène.

Les couches de transition :

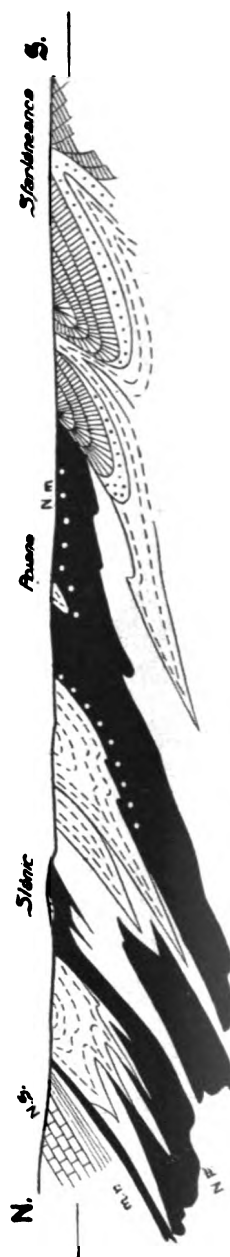
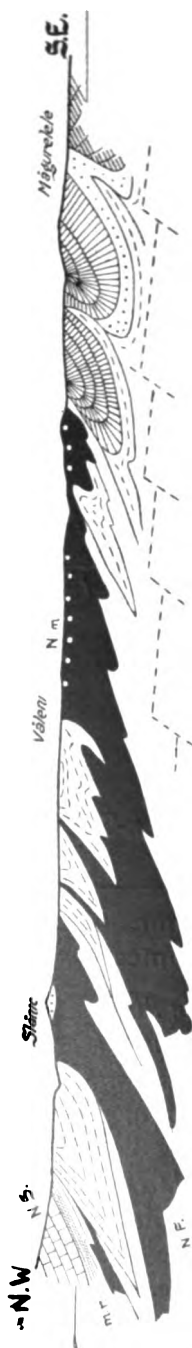
Le Miocène : Burdigalien,
 Helvétien,
 Tortonien,
 Burdigalien-Sarmatien.

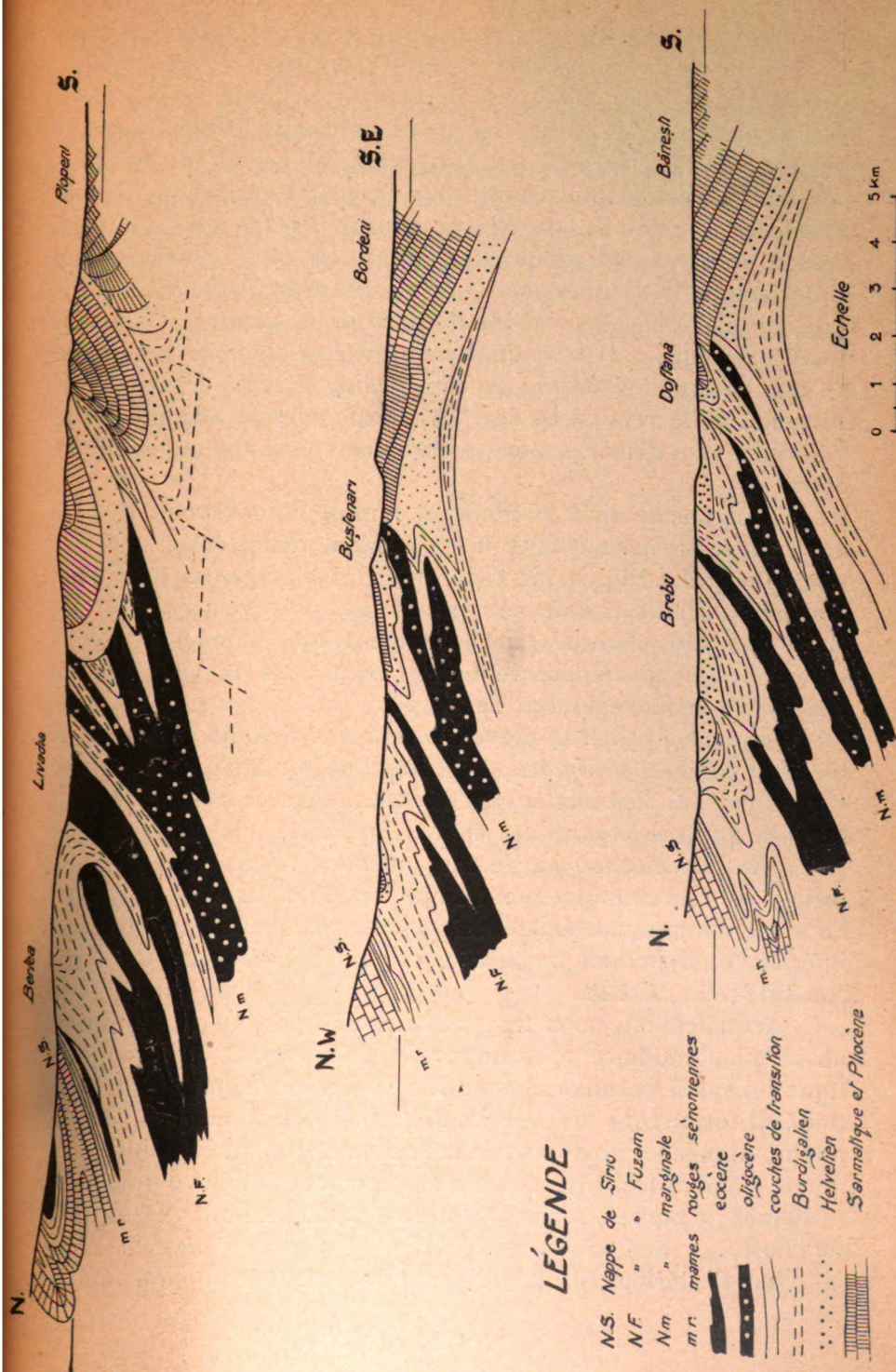
Le Pliocène.

Au point de vue tectonique, nous observons de l'intérieur vers l'extérieur les unités suivantes :

1. *Le bord de la nappe de Siriu.*
 2. *La traînée des lignes rouges sénoniennes.*
 3. *Le synclinal miocène de Slanic.*
 4. *La nappe de Fuzaru formant l'éperon de Homoricu-Prajan.*
 5. *Le synclinal miocène de Drajna-Brebu.*
 6. *La nappe marginale, formant l'éperon de Valeni-Buștenari.*
 7. *Les noyaux miocènes de la ligne frontale.*
 8. *La zone péricarpathique.*
-

COUPES À TRAVERS LA ZONE DES COLLINES
 entre
 PRAHOVA et TELEAJEN





I. LE BORD DE LA NAPPE DE SIRIU.

Il présente des caractères assez constants. Nous pouvons le suivre de l'Est vers l'Ouest, à partir de Maneciu sur le Teleajăn, allant vers le Sud-Ouest, par Bertea, Pietriceana, Brebu, Sotrișle, pour rejoindre la Prahova entre Breaza et Comarnic. Partout le Barrémien affleure, plongeant en règle générale vers l'intérieur de la chaîne, mais parfois redressé jusqu'à la verticale. La partie la plus voisine du bord de la nappe est souvent écaillée, ce qui est particulièrement visible dans la région de Bertea, et aux environs de Sotrișle. Dans chacun de ces deux endroits, le Barrémien en écailles alterne avec le Sénonien et le Paléogène, ces deux derniers apparaissant probablement en fenêtres.

La nappe de Siriu chevauche, comme nous l'avons dit plus haut, sur les marnes rouges du Sénonien, mais, entre elles, se rencontrent des Klippes de couches de Sinaia, gneiss de Cozia, diabases, variolites, calcaires jurassiques ou crétacés, etc. Le Barrémien du plan de chevauchement est également parfois broyé. Ces Klippes s'observent très belles dans la vallée de la Doftana, dans la région de Teșila, etc.

Comme il a été dit plus haut, après le Sénonien, et probablement pendant le Danien, le géanticlinal de Siriu a été poussé sur les marnes sénoniennes qu'il a chevauchées; c'est à ce moment-là que ces Klippes ont été déjà apportées en grande partie.

Au Miocène moyen, le tout, marnes rouges et nappe de Siriu a été mis en mouvement d'une façon solidaire et est parti en avant comme une masse unique, chevauchant sur le Miocène inférieur du Synclinal de Slanic, et sur le Paléogène du bord Nord de cette cuvette.

Actuellement, nous trouvons en effet partout le Sénonien absolument solidaire de la nappe de Siriu, sa constitution plastique lui ayant permis de jouer le rôle de lubrifiant pour cette unité. Il forme une trainée continue au flanc inférieur de la nappe, plonge en gros dans le même sens, quoique les plissements y soient très intenses. Sa largeur peut atteindre plusieurs centaines de mètres, mais il peut être parfois réduit à très peu de chose.

Vers l'extérieur, il est toujours en contact tectonique anor-

mal avec son soubassement immédiat, la cuvette de Slanic qu'il chevauche.

Le fait que les marnes rouges sénoniennes sont absolument solidaires de la nappe de Siriu, qu'elles l'accompagnent fidèlement sur 6-700 km., nous a depuis un certain temps conduit à penser qu'entre les deux devait exister une relation plus intime que le simple fait de constituer deux nappes superposées. Il y a une année, nous émettions l'hypothèse que la nappe des marnes rouges sénoniennes de VOITEȘTI pourrait ne représenter qu'un synclinal pincé au flanc inférieur de la nappe de Siriu. Nous pensons actuellement que les *marnes rouges ne constituent que le « flysch » tectonique de la phase post-sénonienne du mouvement de la nappe de Siriu.*

II. LA CUVETTE DE SLANIC.

A quelques kilomètres à l'Est du Teleajan, la nappe de Siriu repose directement, par l'intermédiaire des marnes rouges sénoniennes, sur la nappe de Fuzaru. De là, vers le Sud-Ouest, la partie interne de cette unité est recouverte par sa carapace miocène, tandis que les écailles inférieures se continuent en une bande, large de 2-3 kilomètres, constituant l'*éperon de Homoricu*. Au Nord, cet éperon supporte la *cuvette de Slanic*, synclinal profond, assez troublé, constitué par les couches de transition et le Burdigalien. Cette dépression se poursuit vers le S.-W., toujours assez semblable à elle-même, atteignant la Dof-tana au N. de Brebu, et la Prahova à Breaza-Cornu.

Ce synclinal est d'âge miocène moyen, en sorte que le miocène supérieur (Helvétien-Tortonien) qu'on y observe, est transgressif sur le Burdigalien et le Paléogène. L'affaissement post-miocène des synclinaux entre les nappes y a amené également le Sarmatien et le Méotique transgressifs, formant des bassins elliptiques, dans le centre de la cuvette.

III. L'EPERON DE HOMORICU-PRAJAN. (NAPPE DE FUZARU)

La nappe de Fuzaru, comme nous l'avons dit, se sépare de la nappe de Siriu à l'Est du Teleajan et forme une bande dis-

tincte de 2-3 km. de largeur et de 15-16 km. de longueur, se terminant à Slanic. Cet éperon de Homiriciu est constitué à peu près entièrement par l'Eocène. Le flanc interne plonge au Nord et supporte la cuvette de Slanic, il présente, surtout dans l'Est, une carapace d'Oligocène assez bien conservée. Localement, le flanc Nord est redressé jusqu'à la verticale, l'Eocène venant alors directement en contact avec les couches de transition et le Burdigalien. Le cœur de l'éperon présente un peu de Sénonien. Le flanc inférieur de la nappe montre un plongement à peu près général vers le Nord, l'Eocène ou sporadiquement l'Oligocène, très laminé, venant directement en contact avec le synclinal plus extérieur, la cuvette de Draja.

De dessous la nappe de Fuzaru sortent les couches de transition, plus ou moins épaisses et leur satellite, les massifs de sel. Vers l'extrémité Ouest de l'Eperon de Homiriciu, à Slanic même, grâce à un relai des écailles de la nappe de Fuzaru, un massif de sel gemme fort important est sorti au jour, massif constitué par plusieurs écailles de sel, enrobées dans les couches de transition.

A cet endroit se termine l'Eperon de Homiriciu proprement dit, tandis que, à faible distance plus à l'extérieur, apparaît une autre série d'écailles constituant l'éperon de Praja. Dans cet ensemble nouveau, l'Oligocène est mieux représenté, par les schistes ménilitiques, alternant avec les grès de Fuzaru éocènes et avec les schistes à *Meletta crenata* (Oligocène inférieur).

L'éperon de Praja, relativement étroit, marche parallèlement au bord de la nappe de Siriu, passe au nord de Melicești (près de Buștenari), où il est représenté par des schistes à *Meletta crenata* et atteint la Doftana entre le village de ce nom et Brebu. De là, vers l'Ouest, jusqu'à la Prahova, il est en grande partie masqué par l'Helvétien transgressif.

De même que dans la cuvette de Slanic, le Miocène supérieur et le Pliocène sont transgressifs sur la nappe de Fuzaru, montrant que la mise en place de cette unité a eu lieu avant l'Helvétien.

IV. LA CUVETTE DE DRAJNA.

Entre la nappe de Fuzaru et la marginale se trouve un synclinal miocène occupant une position analogue à celle de la cuvette de Slanic, entre Fuzaru et Siriu. Elle débute à l'Est de la vallée transversale du Buzau, au moment où la nappe de Fuzaru cesse de reposer directement sur la nappe marginale. Elle présente des caractères absolument semblables à ceux de la cuvette de Slanic, et poursuit une marche parallèle à cette dernière ; sa largeur augmente de l'Est à l'Ouest, de la vallée du Buzau jusqu'au Teleajan, puis se maintient à peu près constante, d'environ 5 km. La cuvette de Drajna passe à Valeni de Munte, Poiana de Varbilau, au Nord de Buştenari, atteint la Doftana à Brebu, et la Prahova entre Campina et Breaza.

Le bord septentrional de la cuvette est chevauché par la nappe de Fuzaru, tandis que son flanc Sud-Est est supporté par la nappe marginale, constituant l'éperon de Valeni.

L'Helvétien, le Tortonien y sont transgressifs, ainsi que le Pliocène. Toutes ces formations ont ensuite été remises localement en mouvement, lors du plissement post-Levantin.

V. LA NAPPE MARGINALE FORMANT L'ÉPERON DE VALENI.

Dans la vallée du Buzau, la nappe marginale se sépare de celle de Fuzaru et se dirige vers le Sud-Ouest, sous forme d'une bande indépendante dont la largeur diminue au fur et à mesure que la cuvette de Drajna occupe plus de place. Elle coupe la vallée de Teleajan au sud de Valeni de Munte, passe au sud de Poiana de Varbilau, forme les Klippes de Buştenari, de Telega, et de Valea Ursului pour disparaître définitivement ensuite.

L'éperon de Valeni-Buştenari est constitué par l'Eocène et l'Oligocène, ce dernier stratigraphiquement complet (le grès de Kliwa manque dans la nappe de Fuzaru).

Le flanc normal de la nappe supporte la cuvette de Drajna, et plonge sous cette dernière. Localement, l'oligocène peut être redressé très fortement, même replié et couché sur la cuvette, sur des distances très faibles.

Le flanc inférieur est infiniment plus intéressant à étudier, spécialement son contact avec le Pliocène.

La nappe marginale chevauche sur le Miocène inférieur, et sur les couches de transition, comme cela peut se voir tout le long de la ligne frontale. D'autre part, les faits ne manquent pas pour démontrer l'existence du Miocène sous la nappe. Au Sud de Valeni de Munte, le long du Teleajan, en plein milieu de l'éperon, s'observe sous la nappe une fenêtre de miocène, de marnes à gypses. Plus à l'Est, à Copaceni, plusieurs sondages ont traversé l'Oligocène pour entrer dans le Miocène et le Pliocène ; le même phénomène est suffisamment connu à Poiana de Varbilau et Buştenari, pour que nous n'insistions pas là-dessus.

Le bord externe actuel de la nappe marginale est un bord d'érosion, livrant par conséquent plus facilement que la nappe de Fuzaru, la solution du problème des mouvements posthumes des nappes.

Ces mouvements posthumes ont amené la nappe en recouvrement sur le Pliocène, par ailleurs transgressif sur elle, ont également fait sortir de dessous elle les massifs de sel.

Nous donnons une série de coupes échelonnées de l'Est à l'Ouest, qui montrent bien les relations entre la nappe et son avant-pays immédiat. (Voir pages 72-73, planche I.)

Ces coupes montrent que partout le mouvement post-pliocène a amené la nappe en recouvrement sur les couches du Pliocène, directement, ou par l'intermédiaire des couches de transition ou de Miocène.

VII. LA ZONE PÉRICARPATHIQUE.

(*Note.* La grande importance pétrolifère de cette zone ne nous permet pas d'entrer dans les détails de sa structure, nous nous bornerons à en exprimer les caractères principaux).

La zone péricarpathique, entre la Prahova et le Teleajan, est fortement érodée, et plus des deux tiers en sont cachés sous la plaine. Une bande de 5-6 km. de largeur est seule visible, dans la région des collines.

Nous pouvons la diviser en deux parties, à caractères différents :

Tandis que du Teleajan jusqu'à Bordeni la zone visible est composée de deux crêtes anticlinales, séparées entre elles et de

la nappe marginale par des synclinaux pincés, plus à l'Ouest, jusqu'à Campina, les strates du pliocène montent tranquillement au Nord, à l'assaut de la nappe qu'ils transgressent.

En donnant cette courte monographie tectonique de la région, comprise entre la Prahova et le Teleajan, notre intention a été d'appliquer la théorie des nappes de recouvrement aux unités tectoniques que l'on peut y observer ; cette application est très aisée, et a le principal mérite de réunir ces différentes unités dans le cadre d'une même vue d'ensemble, basée sur une hypothèse unique, celle des recouvrements.

CHAPITRE V

Les gisements de Pétrole dans le cadre de la tectonique générale

A) Les gisements exploités.

Les divers étages constituant les Carpathes roumaines présentent un peu partout des roches-magasins du pétrole, plus ou moins riches en hydrocarbures solides, liquides et gazeux.

Le pétrole se trouve à peu près dans toutes les formations, depuis le Crétacé inférieur jusque et y compris le Levantin.

Un peu plus loin (B), nous étudierons une série de localisations du pétrole, peu importantes au point de vue pratique, mais fort intéressantes du point de vue de l'origine probable des huiles minérales et de leur migration.

Pour le moment, nous nous contenterons d'examiner brièvement, sans entrer dans le détail, les champs productifs les plus importants.

Nous rappellerons encore une fois que notre situation dans l'industrie nous empêche d'émettre des appréciations sur la valeur des gisements, et de nous étendre sur un certain nombre de faits observés pouvant donner des indications sur l'avenir.

LES GISEMENTS.

Au point de vue tectonique, ils sont localisés le long de certaines lignes directrices que nous étudierons successivement. Au point de vue stratigraphique, le pétrole se trouve dans des formations de plus en plus jeunes à mesure que l'on sort de la chaîne.

Au point de vue géométrique, l'altitude moyenne du pétrole augmente du S. au N. ; c'est ce que nous désignerons par l'expression de plan moyen du pétrole.

1) *Ligne de chevauchement de la nappe marginale.*

Le pétrole se trouve dans l'Oligocène, comme à Buştenari, Poiana de Vârbilau, Scaioşi ou dans l'Eocène, ainsi à Cosmina. De tous ces gisements, seul celui de Buştenari a eu jusqu'à présent une production importante ; la roche-magasin étant le grès de Kliwa, farineux, donc très propre à retenir de grosses accumulations de pétrole. Le Méotique est également pétrolifère et est localement pris sous l'Oligocène, ailleurs il est transgressif sur lui ; en sorte que, dans une bonne partie du chantier, on passe du Méotique productif dans l'Oligocène productif, donc, des conditions favorables à de grandes productions.

Les chantiers de Poiana de Vârbilau de Scaioşi, de Cosmina n'étant pas suffisamment explorés, nous n'entrons pas dans le détail de leur constitution

2) *Massifs miocènes au Sud de la ligne marginale.*

Un certain nombre de noyaux de miocène sortent au voisinage du plan de chevauchement de la nappe marginale des Carpathes, le long de la ligne Draganeasa, Campina, Buştenari, Copaceni ; dans ces localités, le Méotique seul est productif, et l'importance de la production dépend des conditions tecto-

niques spéciales du chantier considéré. La grande production de Campina, d'environ 3.000.000 de tonnes, est due à la présence d'un anticlinal de refoulement, en avant du massif de sel. Une coupe schématique du chantier nous montrera la répartition du pétrole, en profondeur.

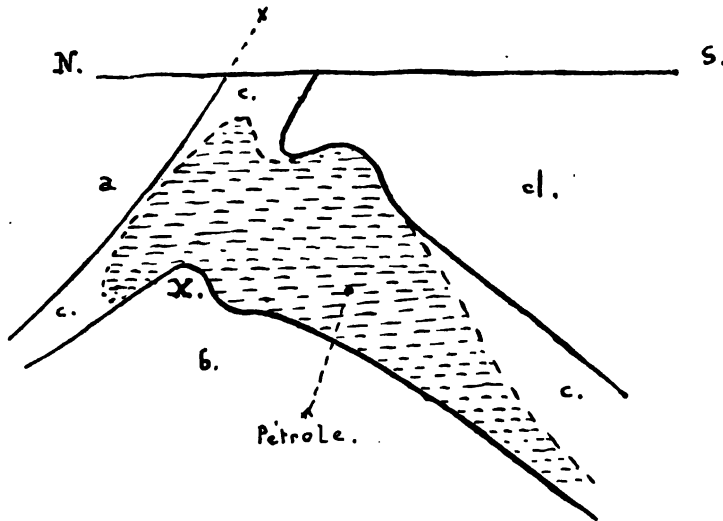


Fig. 18.

- a) Burdigalien.
- b) Helvétien.
- c) Méotique.
- d) Pontique.
- x) Anticlinal de refoulement.

En plan, la répartition des grosses productivités se voit de la manière suivante :

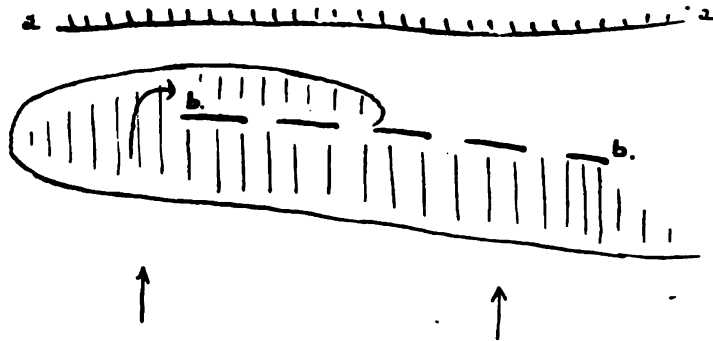


Fig. 19.

a-a. Limite du chevauchement du Burdigalien.

b-b. Axe de l'anticlinal de refoulement.

La région de forte production est hachurée.

← Direction de la migration du pétrole.

La production la plus importante vient de la base du Méotique, c'est également cette partie qui est productive le plus loin de l'axe anticlinal.

La théorie de l'accumulation anticlinale du pétrole, valable en gros, ne s'applique donc pas à ce cas spécial. Nous en verrons d'autres exceptions, montrant que cette anomalie doit être en rapport avec la genèse du pétrole lui-même.

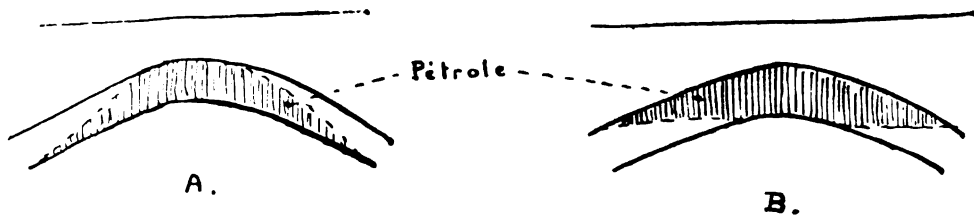


Fig. 20

A. Cas de Campina.

B. Cas général.

Ceci nous montre que le pétrole doit avoir existé dans le méotique inférieur, couches saumâtres à *Dosinia exolata*, avant d'avoir envahi le méotique supérieur lacustre. Les analyses du pétrole extrait, montrent également qu'une distillation locale s'est effectuée dans la formation même, le pétrole provenant du Méotique supérieur contenant de deux à trois fois plus de produits légers que celui extrait de la base de cet étage.

Le pétrole se trouve dans les sables et grès du Méotique d'une manière analogue, dans tous les gisements, ce qui nous permet de prendre exemple sur Campina, pour en tirer quelques règles.

1. On rencontre le pétrole dès que l'on a pénétré dans le Méotique, pourvu que les circonstances tectoniques locales soient favorables à une accumulation.

2. La teneur en pétrole va en augmentant avec la profondeur.

3. Les sables pétrolifères forment de grandes lentilles allongées, souvent sans communications les unes avec les autres, et sous des pressions différentes dans le gisement. On ne peut parler de couches pétrolifères proprement dites, la structure en lentilles étant générale pour le Méotique.

4. Par conséquent, les champs méotiques sont des champs instables, avec un certain nombre de puits fortement productifs, mais une majorité de sondages restant en dessous de la production moyenne du chantier, dans une proportion de 1-3 environ.

5. La vie des puits va de 5 - 8 ans, plus de la moitié de la production étant obtenue dans le cours des deux premières années.

A l'Est de Campina, et au Sud de Buştenari, se trouvent les deux chantiers de Runcu et Chiciura-Tonţeşti, à production également méotique. Le premier champ est un dôme elliptique, orienté E. - W., tandis que le second est monoclinal, et forme un plan incliné tombant au sud, avec des plongements doux.

Plus à l'Est, jusqu'au Teleajan, la tectonique est plus troublée ; deux lignes anticlinales parallèles E. - W. présentent également des accumulations de pétrole. La plus septentrionale de ces lignes est exploitée à Bordeni-Recea.

Les chantiers de Runcu et Chiciura tirent également leur principales production de la partie inférieure du Méotique, et on y observe également le fait, déjà remarqué à Campina, que le méotique inférieur saumâtre présente une aire productive plus généralement étendue que les couches supérieures.

Dans la région du Teleajan, quelques petites exploitations tirent leur pétrole du Méotique également, ainsi à Scaioși et Copaceni. Ce sont des accumulations d'importance secondaire.

Au Sud de cette série de gisements, dont nous venons d'esquisser brièvement les caractères principaux, existe une ligne synclinale fort importante, une cuvette longitudinale large et profonde, au sud de laquelle apparaissent quelques lignes anticlinales imbriquées de la façon suivante :

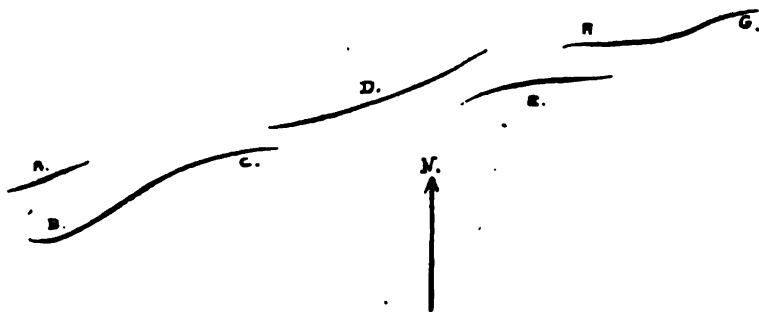


Fig. 21.

- A. Ochiuri
- B. Gura-Ocnitei
- C. Moreni
- D. Filipești de Padure
- E. Florești
- F. Baicoi
- G. Tintea

C'est cet ensemble qui constitue ce qu'on désignait autrefois sous le nom de ligne anticlinale *Moreni-Baicoi-Tintea*.

Le long de cette seconde ligne, le Méotique et le Dacique sont tous les deux riches en pétrole.

Les principaux chantiers de cette zone sont :

1. *Ochiuri*, massif miocène à flancs redressés, chevauchant sur le Pliocène. Production dans le Dacique et le Méotique. (fig. 22.)

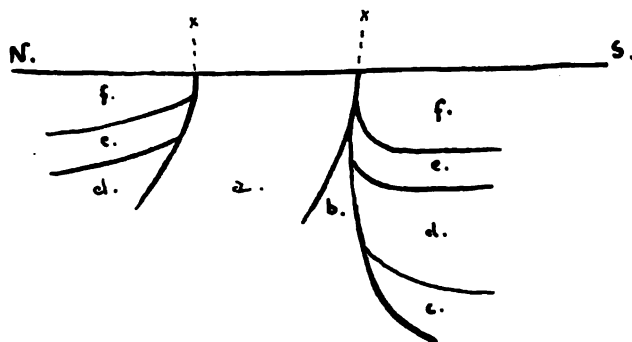


Fig. 22.
 a. Burdigalien
 b. Helvétien
 c. Méotique
 d. Pontique
 e. Dacique
 f. Levantin

2. *Gura Ocnitei*. Situé à l'extrémité Sud-Ouest du massif de sel de Moreni, il tire sa production du Dacique et du Méotique, avec la répartition suivante :

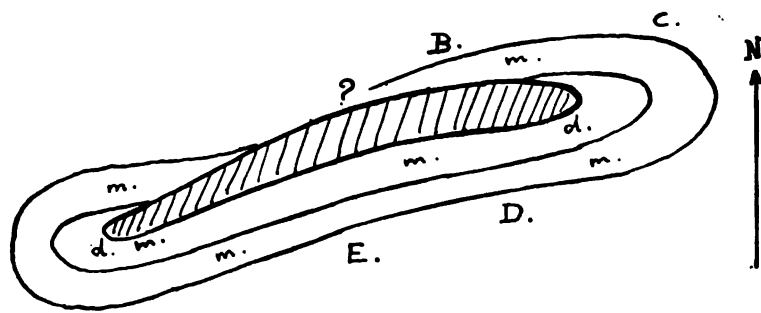


Fig. 23.

A. Gura-Ocnitei
 B. Moreni-Pleasa
 C. » Bana
 D. » Tulcani
 E. » Pascov

d. d. Aire de production dacique
 m. m. Aire de production méotique

3. *Moreni* est actuellement le plus important chantier de Roumanie, avec de grosses productions dans le Dacique et le Méotique, productions localisées comme ci-dessus :

Sur le flanc nord du massif de sel, à Bana, la production vient du Dacique et du Méotique; à Stavropoleos, du Méotique uniquement.

Sur le flanc sud, le Dacique seul est actuellement productif, le Méotique trop profond n'ayant pas encore été atteint. (1925)

En gros, le pétrole est réparti le long du massif de Moreni comme s'il était venu du Sud, s'était entassé contre le flanc Sud, en débordant un peu les ailes du massif (KRAUS).

Plus à l'E.-N.-E. se trouve le chantier de Filipești de Pâdure, tirant sa production du Méotique plissé en voûte simple. Le Dacique, en surface, est stérile.

Actuellement, seul le Méotique supérieur a été atteint par les sondages.

Baicoi-Tintea présente une répartition analogue de la production le long du massif.

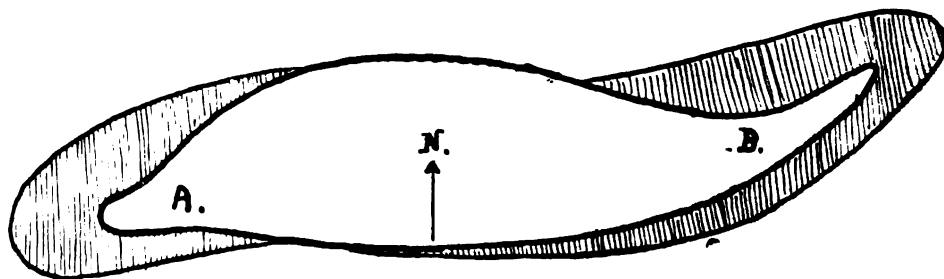


Fig. 24.
A. Baicoi
B. Tintea

Autour de l'extrémité occidentale du noyau, à Baicoi, le Dacique et le Méotique sont productifs, tandis qu'à Tintea seul le Dacique du flanc Nord est exploité actuellement.

Quelques kilomètres plus au Sud, se rencontre une ligne anticlinale, avec, à Aricești, un point de culmination en forme de dôme; le Dacique supérieur, seul exploré, renferme du méthane sec en abondance, la pression atteignant 40 atmosphères.

Si, par une coupe transversale à la chaîne, nous essayons de fixer les relations existantes entre les diverses zones successives, nous voyons :

1. Que le plan moyen du pétrole descend au sud.
2. Que le pétrole se rencontre dans les couches les plus jeunes dans la région située le plus à l'extérieur.
3. Enfin que les gaz se trouvent dans les formations les plus jeunes, par conséquent les plus externes.

Si nous représentons les chantiers de Muntenie comme placés sur un des flancs d'un anticlinal, dont l'axe coïnciderait avec le bord de la nappe marginale, région où le niveau moyen du pétrole est le plus élevé, nous obtenons le schéma ci-dessous (fig. 25)

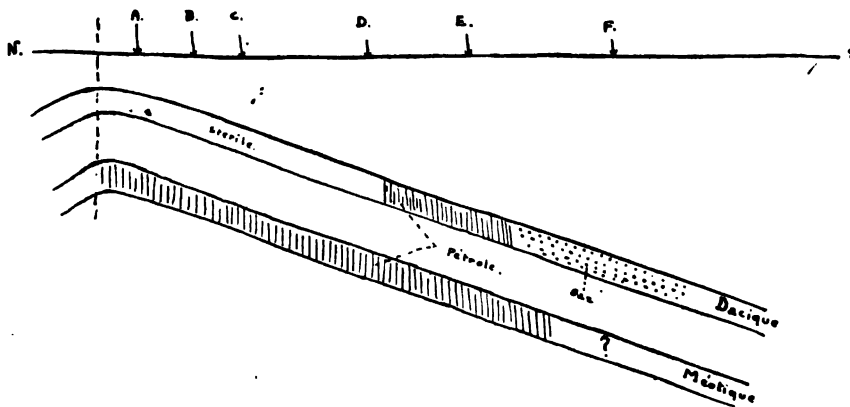


Fig. 25.

- A. Bustenari
- B. Campina
- C. Runcu
- D. Filipești
- E. Moreni-Baicoi
- F. Aricesti

La théorie anticlinale ne s'applique donc pas aux gisements considérés dans leur ensemble. Nous avons vu, pour le méotique, qu'elle ne s'applique pas non plus à la répartition du pétrole, dans un chantier donné. Seul le fait plus général de l'accumulation en grosses masses autour des noyaux miocènes ou « massifs de sel » reste vraie, à tel point que l'on peut affirmer :

Où se présente le Salifère (Miocène inf. et moyen) existent

des traces de pétrole, et des accumulations importantes si les conditions locales sont favorables.

L'inverse est vrai également :

On n'est jamais loin du Salifère si l'on observe du pétrole dans n'importe quel étage géologique.

De tout ce qui précède, nous tirons les conclusions suivantes :

1° Le pétrole, dans les gisements méotiques, n'obéit pas à la loi des accumulations anticlinales ; le pétrole semble être primaire dans le méotique inférieur.

2° Les pétroles, tant celui qui se trouve actuellement dans le méotique, que celui accumulé dans le dacique, semblent être venus de l'extérieur de la chaîne, la migration du pétrole méotique s'étant effectuée avant la migration du pétrole dacique.

3° Le Pontique est stérile, quoique souvent sableux et présentant un passage insensible au Dacique, lithologiquement semblable.

4° Les gaz, dans cette migration possible, du sud vers le nord, sont restés en arrière.

Nous essaierons maintenant de tirer quelques règles semblables, des localisations de pétrole dans la région des nappes, pour discuter ensuite les diverses hypothèses sur l'origine du pétrole.

B) Les localisations du pétrole du pays charrié.

Les gisements étudiés plus haut se trouvent tous dans la zone péricarpathique, au bord et en dehors du pays de nappes.

Les endroits reconnus pétrolifères sont également très nombreux dans la région charriée, où les hydrocarbures peuvent se présenter *dans toutes les formations prenant part à la constitution de la région.*

Nous étudierons quelques-uns de ces gisements, pratiquement de peu d'importance.

1. BORD DE LA NAPPE DE SIRIU.

Localités pétrolifères de :

Vulpea, pétrole dans l'Aptien (VOÎREȘTI).

Berteau, pétrole dans le Cénomani.

Dans ces deux localités, les couches pétrolifères font partie de la zone frontale de la nappe de Siriu, chevauchant sur les marnes sénoniennes et le Miocène inférieur, à proximité immédiate de ce dernier.

2. NAPPE DE FUZARU.

Localités pétrolifères de :

Cosmina, pétrole dans l'Eocène.

Sotriale, pétrole dans l'Eocène.

Dans les deux cas, sont pétrolifères les parties de la nappe chevauchantes sur le Miocène inférieur et les couches de transition.

3. NAPPE MARGINALE.

Localités pétrolifères de :

Copăceni

Gura Vitioarei

Poiana de Vârbilau

Făget

Buștenari

Telega

} Pétrole dans le grès de Kliwa oligocène.

Le pétrole se trouve toujours dans la région frontale, de dessous laquelle sortent les couches de transition, qui ont été également retrouvées par les sondages.

On trouve du pétrole dans les formations existant indifféremment dans la zone carpathique, ou dans la zone péricarpathique. Il existe du pétrole dans les couches de transition, dans le Burdigalien, l'Helvétien, ainsi à Colibași, à Bogdanești, etc.

Le Sarmatique est parfois également pétrolifère ; à Gornetul Cuib, à Apostolache, il contient du pétrole au voisinage des apparitions de Miocène inférieur et moyen.

De ces localisations de pétrole, nous pouvons tirer quelques conclusions pour ce qui regarde le pays de nappes.

1° Le pétrole se trouve dans tous les étages constituant la région.

2° Il est toujours localisé au voisinage immédiat d'apparitions de Miocène ou de couches de transition.

3° Seule, la partie inférieure des nappes, ou leur front peut être pétrolifère.

4° Le pétrole se rencontre fréquemment dans les couches de transition, parfois bitumineuses, (couches de Cornu) et le Miocène inférieur et moyen.

CHAPITRE VI

Les hypothèses sur la genèse du pétrole roumain et ses relations avec les « massifs de sel ».

Quoique la plupart des géologues admettent actuellement l'origine organique des hydrocarbures formant les gites pétrolifères connus, il se trouve encore quelques personnalités pour en douter et pour affirmer que le pétrole a été créé par des réactions inorganiques. En Roumanie, les défenseurs de cette dernière manière de voir ont été COQUAND, COBALCESCU et plus tard MURGOCI. Celui-ci dit que le pétrole des gisements roumains est issu des hydrocarbures dégagés par les roches volcaniques, après leur consolidation. D'après lui, la roche-mère des pétroles roumains serait constituée par les massifs de cristallin récent, jalonnant la courbure interne des Carpathes. Le pétrole se serait donc élevé le long des plans de recouvrement des nappes, pour

venir occuper sa position actuelle à la lisière externe de la chaîne

Nous avons dit que la majorité des géologues roumains admettent l'origine organique du pétrole ; le chef de cette école est MRAZEC. Les relations qui lient les pétroles avec certains faciès sont la meilleure preuve que l'on puisse en donner ; du reste, cette théorie est trop connue pour que nous nous étendions plus longuement sur elle.

L'unanimité est loin d'être atteinte dès qu'il s'agit de désigner la roche-mère des pétroles roumains : il y a trois opinions différentes, que nous étudierons tour à tour.

1. *L'origine Salifère* du Pétrole a été exposée la première fois par MRAZEC ; ce savant admet que les schistes bitumineux de la base du Miocène (couches du Cornu) ont donné naissance au pétrole, en même temps que s'y déposaient des lentilles de sel. Plus tard, sous l'influence des pressions exercées sur ces lentilles par le plissement des Subcarpathes, ce sel a émigré, est sorti sous forme de massifs ; le pétrole a suivi une marche identique et est venu s'accumuler autour des noyaux, dans la position où on le trouve aujourd'hui.

Il est certain qu'une *relation tectonique* intime existe entre les gisements de pétrole et les massifs de sel, mais de là à lier le sel et le pétrole, il y a un pas à franchir qui ne peut l'être sans preuves. Nous avons vu, dans le chapitre précédent, que dans le pays plissé en nappes, le pétrole ne se trouve qu'à proximité d'apparitions de couches de transition ou de Burdigalien ; leur liaison est nette, l'un de ces éléments est indispensable à l'existence de l'autre, les fissures sont suffisantes pour permettre le passage des hydrocarbures et leur migration dans le corps de la nappe, quelle que soit cette dernière. Ainsi s'expliquent les petits gisements de Berteau-Vulpea, Sotrile, Cosmina, Copaceni, et celui fort important de Buștenari.

Dans la zone péricarpathique, les choses ne sont plus aussi aisées à expliquer. Si le pétrole était sorti du Salifère, pourquoi sa répartition autour des massifs est-elle si caractéristique ? Pourquoi les gisements sont-ils plus riches au flanc Sud qu'au Nord des massifs, quoique de ce dernier côté la surface de contact entre le Salifère et le Pliocène soit beaucoup plus étendue ? Pourquoi enfin, le Pontique supérieur, qui se présente tectoniquement de façon absolument identique à celle du Da-

cique, qui lui est aussi lithologiquement semblable, ne renferme-t-il que des traces insignifiantes de pétrole ? Car ce n'est qu'avec les premiers fossiles daciques que ça et là se rencontrent des hydrocarbures.

. . .

2. *L'origine profonde* du pétrole est soutenue par POPEȘCU-VOÎTEȘTI. Pour lui, le pétrole et le sel viennent des profondeurs inconnues du géosynclinal carpathique, ils ont suivi une marche semblable. Les objections que l'on peut faire à cette manière de voir, outre qu'il est très improbable que le sel soit d'un autre âge que Miocène, sont les mêmes que celles que nous opposons à la théorie de MRAZEC, pour les Subcarpathes, le pétrole étant sorti du Salifère, dans les deux hypothèses.

3. Une théorie plus récente est celle de *l'origine pliocène* du pétrole. Elle a été créée par M. KRAUSS (1923) et considère comme roche-mère le Méotique et le Dacique. Nous avons vu, dans le chapitre consacré aux gisements, que la répartition du pétrole autour des noyaux de sel parle absolument en faveur de cette théorie.

A l'appui de cette dernière manière de voir, on peut dire que toutes les objections que l'on peut formuler contre l'origine miocène du pétrole sont écartées par elle. On explique ainsi facilement la répartition du pétrole autour des massifs, les accumulations plus importantes d'huile à leur flanc sud, la stérilité du Pontien.

Comme complément, on peut remarquer que le pétrole semble se localiser de préférence dans des faciès un peu saumâtres, ainsi dans le méotique inférieur et le Dacique inférieur d'où il a émigré dans le reste de ces formations.

Dans les *Subcarpathes exclusivement*, tout se passe comme si le pétrole était primaire dans le Méotique et le Dacique, et que la migration se soit effectuée du Sud au Nord.

La théorie de l'origine pliocène du pétrole ne s'applique, par contre, plus du tout au pays charrié où les choses se présentent comme si le pétrole était primaire dans les couches de transition, et peut-être dans le Burdigalien, et de là avait émigré dans le corps des nappes.

Malgré tout, l'origine des pétroles roumains est encore incertaine, et, en attendant de nouvelles découvertes, nous ne pouvons nous montrer plus affirmatif dans nos conclusions.

CHAPITRE VII

Conclusions générales.

Après avoir suivi pas à pas l'histoire stratigraphique de notre région, après avoir étudié les caractères tectoniques les plus essentiels, nous essayerons de formuler quelques propositions de portée plus générale, se rapportant à la chaîne elle-même, à sa position dans le système alpin, ainsi qu'aux caractères qui l'apparentent à la chaîne des Alpes, et ceux qui l'en distinguent.

1. La chaîne carpathique est un pays de nappes déversées unilatéralement vers l'extérieur.

2. Ces nappes ne déferlent pas les unes par dessus les autres, comme dans les Alpes, au contraire elles forment un ensemble imbriqué incliné dans un seul sens, vers l'intérieur.

3. Les nappes internes ne dépassent jamais le front des nappes à racines plus externes. Il n'existe aucun « pont » de nappe.

4. Ceci parce que la poussée s'est dispersée dans la dépression pannonique en plusieurs composantes ; la force qui a donné naissance aux Carpathes Sud-Orientales étant une force mourante.

5. La principale action des forces orogéniques s'est portée sur les monts du Banat, de la Roumanie occidentale où le charriage a été plus intense, au mésocrétacé.

Plus en détail, nous pouvons observer :

6. Les couches de Sinaïa, pour les nappes internes, le miocène inférieur, pour les nappes externes, ont joué tectoniquement le même rôle que le flysch alpin éocène.

7. Par conséquent le **plissement alpin** a débuté, dans les Carpathes roumaines par une poussée au mésocrétacé, s'est ensuite ralenti, puis après avoir formé ailleurs les nappes de la chaîne des Alpes proprement dites, un dernier mouvement, **inconnu dans ces dernières, a, à la fin du Pliocène, poussé les nappes vers l'avant-pays.**



BIBLIOGRAPHIE

1. ANDRUSSOW, V. Die Südrussischen Neogen Ablagerungen. Verh. der Rus. Kais. Mineral Gesellschaft. 1896-1902.
2. ANDRUSSOW, V. Maeotische Stufe. Verh. der Kaiserlich russischen Mineralogischen Gesellschaft. B. XVIII. St. Petersburg 1906.
3. SAVA ATHANASIU. Discutiunea asupra vârstei formațiunei salifere din România. Dările de Seama Inst. Geol. al României, Vol. V. 1913-14.
4. SAVA ATHANASIU. Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du district de Bacau. (Livret-guide des excursions du Congrès géologique international du pétrole.) Bucarest 1907.
5. G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra Bartonianului din Judetul Prahova. A. I. G. R. Vol. II. fas. 2. 1909.
6. DE CHAMBRIER, Paul. Historique de Pechelbronn. Paris 1919.
7. DE CHAMBRIER, Paul. L'exploitation du pétrole par puits et galeries. Cours de privat-docent. Strasbourg 1923.
8. COQUAND, M. H. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. (Bull. Soc. Géol. de France. II. Série Tome XXIV. Paris 1867-68.
9. E. EDELEANU. i. I. TANASESCU. Studiul petrolului roman (Publ. labr. de Chim. al Minist. Domeniilor. Buc. 1903.)
10. Dr L. EDELEANU. Das Rumänische Erdöl. An. I. G. R. Vol. H. fasc. I. Buc. 1908.
11. C. ENGLER. La chimie de la formation du pétrole. Cong. intern. du pétrole, Paris 1900.
12. C. ENGLER & HÖFER. Das Erdöl. 1909.
13. HAUG, E. Traité de géologie. Paris 1908-1911.
14. V. P. JONESCU-ARGETOIA. Contribuțiuni la Studiul Faunei Molusce pliocene din Oltenia. (An. I. G. R. VIII. 1914. Buc. 1918.)
15. M. KRAUSS. Salzauftrieb und logarithmische Spiralen. Zeitschrift für Praktische Geologie 1922. Heft. 5.
16. M. KRAUSS. Die Vertikaldrucktektonik und die Öllagerstetten. Petroleum-Zeitschrift. XIX. Band. Heft 6. 1923.
17. W. LASKAREW. Die Fauna der Buglowkaschichten in Volhynien. (Mémoires du com. Géol. Nouvelle série. Livraison 5. St-Petersbourg 1903.)
18. M. LUGEON. L'origine du naphte. Eclogæ geol. helv. Vol. 10, p. 487.
19. G. MACOVEI. Asupra vârstei formațiunei salifere subcarpatice. Dările de Seama Inst. Geol. al. României. Vol V. 1913-14.
20. G. MACOVEI. Asupra vârstei formațiunei Salifere in România. Dar. de Seama ale Sediñtelor. Inst. Geol. Rom. Vol. IV. 1915.
21. E. DE MARTONNE. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. (Thèse.) Paris 1907.
22. V. MERUTZ. Massivul de Sare de Slanic-Prahova. Dările de Seama al Inst. Geol. al României. Vol. III, 1910.
23. V. MERUTZ. Massivul de Sare de Slanic-Prahova. Dările de Seama. 4 Fev. 1911. Vol. II. 1912. A. I. G. R.
24. V. MERUTZ. Contrib. la studiul massivelor de sare din România. Buc. 1912.
25. Ed. MEYER. Schéma tectonique des Carpathes roumaines. Eclogæ geologicae Helvetiae. Vol XVIII, N° 4. 1924.
26. Ed. MEYER. Le Salifère des Carpathes roumaines et sa tectonique. Eclogæ geologicae Helvetiae. Vol. XIX, N° 1. 1925.
27. Ed. MEYER & J. SLOMNICKI. The Occurrences of Oil in the Southern Roumanian Oilfields, Mining Magazine 1925.
28. MRAZEC L. & TEISSEYRE W. Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. Moniteur des intérêts pétrolifères roumains. (Buc. 1902.)
29. MRAZEC, L. Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales. C. R. de la IX^e série du Congrès géol. intern. Wien. 1903-04.
30. MRAZEC, L. Distribuirea rocilor verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților României. Dăr. de Seama. Vol. II. 1910.
31. MRAZEC, L. Ueber die Bildung der rumänischen Erdöllagerstätten. Cong. intern. du pétrole. Mémoires. 1910.
32. MRAZEC, L. Les gisements de pétrole. Monit. du Pétr. Roumain, 1910.
33. MRAZEC L. & VOITESTI, I. P. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. Institut géologique de Roumanie. Comptes-rendus des séances. T. III. Séance du 2 nov. 1911.

34. MRAZEC, L. & POPESCU-VOITESTI, I. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. An. I. G. R. Vol. V. 1914.
35. G. M. MURGOCI. Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales. C.R.Ac. Sciences. 3 Juillet 1905.
36. G. M. MURGOCI. Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales (id. 31 juillet 1905).
37. G. M. MURGOCI. Sur l'âge de la grande nappe de recouvrement. Charriage des Carpathes méridionales. (Id. sept. 1945.)
38. G. M. MURGOCI. Terțianul din Olteniei. A. I. G. R. Vol. I. 1908.
39. G. M. MURGOCI. The geological Synthesis of the South Carpathians. XI. Congrès géologique international, Stockholm 1910.
40. G. M. MURGOCI. Etudes géologiques dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire cimmérienne. An. I. Geol. al Romaniei. Vol. VI, 1912.
41. V. POPOVICI-HATZEG. Etude géologique des environs de Campulung et Sinaia. (Thèse.) Paris, 1898.
42. Dr D. M. PREDA. Géologie de la région subcarpathique de la partie méridionale du district de Bacău. A. I. G. R. Vol. VII. 1913.
43. REINHARD, M. Die kristallinen Schiefer des Fagaraser Gebirges in den rumänischen Karpathen. A. I. G. R. Vol. 000. 1909.
44. REINHARD, M. Der Coziagneisszug in den Rumänischen Karpathen. Dissert. Universität Zurich, 1906.
45. REINHARD, M. Rocile granitice granulare ale pânzei transilvane. Anuarul Inst. G. R. Vol. V. 1911.
46. REINHARD, M. Quelques considérations sur la position stratigraphique des roches qui forment la nappe bucovienne en Bucovine et Succava. I. G. R. Comptes-rendus des séances, t. II. Séance du 18 mars 1911.
47. I. SIMONESCU. Studii geologice si paleontologice in Carpații Sudici (Dâmbovicioara). Acad. Rom. Publ. Fond. Adamache Buc. 1899.
48. I. SIMONESCU. Asupra calcarurilor sarmatice din Nordul Moldavei. A. I. G. R. Vol. II. 1909. Fasc. 2.
49. I. SIMONESCU. Sur l'origine des conglomérats verts du Tertiaire carpathique. Annal. scient. de l'Univ. de Jassy. Jassy 1911.
50. SABBA STEFANESCU. L'extension des couches sarmatiques en Valachie et Moldavie. Anal. Acad. Roum. Buc. 1894.
51. SABBA STEFANESCU. Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Thèse. Lille 1897.
52. SUESS, Ed. La face de la Terre. Paris 1892.
53. W. TEISSEYRE. Contributiuni la fauna Molușta neogena a Romania. A. I. G. R. Vol. I. Fasc. II. 1902.
54. W. TEISSEYRE. Versuch einer Tektonik des vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukovina. Verhandlungen d. k. k. Reichsanstalt. Wien 1903.
55. W. TEISSEYRE. Asupra etajelor meotic, pontic, dacic din regiunea subcarpatică a Munteniei de răsărit. A. I. G. R. II. 1909.
56. UHLIG, V. Ueber die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. kais. Akad. Wiss. Wien. Mathem. naturw. Kl. Bd. CXXI. Abt. I. Juni 1907.
57. UHLIG, V. Bau und Bild der Karpathen. Wien 1908.
58. I. P. VOITESTI. Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique roumaine. A. I. G. R. Vol. II. 1902. Fasc. 2a.
59. I. P. VOITESTI. Date noi asupra prezenței Tortonianului fosilifer in Subcarp. merid. An. Inst. Geol. al Rom. Vol. VI. 1912.
60. I. P. VOITESTI. Pânza Conglom. de Bucegi in Valea Oltului. An. Inst. Geol. al Rom. Vol. VII. 1913.
61. I. P. VOITESTI. Quelques remarques sur l'âge du sel des régions carpathiques. Bull. Soc. Géol. Fr. (4). Vol. XIX. Paris 1920.
62. I. P. VOITESTI. Sur l'origine du sel et les rapports tectoniques des massifs de sel avec les gisements de pétrole de Roumanie. Idem. Vol. XX. Paris 1921.
63. I. P. VOITESTI. Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. Annales des Mines de Roumanie. 4^{me} Année. Nos 8-9. Août-Sept. 1921.

Abréviations. — I. G. R. = Institut géologique de Roumanie.
 A. I. G. R. = Annales de l'Institut géologique de Roumanie.
 Dârile de Seama = Compte-rendu.

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

10

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

.

PRIX

en millions de francs

✓ No. 17.	M. LUGEON & Elisabeth JEREMINE.- Les bassins fermés des Alpes suisses. 1911.	6.---	12.---
✓ No. 18.	L. HCRWITZ.- SUR une particularité de l'écoulement du Rhin alpin. 1913.	1.---	2.---
✓ No. 19.	M. LUGEON & Elisabeth JEREMINE.- La carte des bassins fermés des Alpes suisses. 1913.	5.---	10.---
✓ No. 20.	E. GAGNEBIN.- Les sources du massif de Morcles. 1916.	1.---	2.---
✓ No. 21.	H. SIGG & G. FAVRE.- Quelques courbes nouvelles pour la détermination des feldspaths par la méthode de Feroroff. 1917.	1.---	2.---
✓ No. 22.	M. LUGEON & H. SIGG.- Observations géologiques et pétrographiques dans la Chalcidique orientale. 1917.	1.50	3.---

UNIV. OF

13



- ✓ No. 31. W. K. H. FEUILLETAU DE BRUNN. - L'origine des récifs coralligènes. 1921. 1,50 3.--
- ✓ No. 32. M. LUGON & N. OULIANOFF. - Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs que ce phénomène peut faire commettre. 1922. 1.-- 2.--
- ✓ No. 33. E. MERMIER. - Sur l'existence de gorges pré-wurmiennes dans le Mormont. (Vaud.) 1923. 1.-- 2.--
- ✓ No. 34. - N. OULIANOFF. - La genèse des gîtes métallifères. 1923. 1.-- 2.--
- ✓ No. 35. M. LUGON & N. OULIANOFF. - A propos d'une note de M. E. PAREJAS intitulée: "Sur quelques déformations de la nappe de Morcles et son substratum. 1923. 1.-- 2.--
- ✓ No. 36. E. GAGNEBIN. - Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Samsales. 1924. 2.50 5.--

UNIVERSITY OF
CALIFORNIA

18

.

.

..



5



TABLE DES MATIÈRES

	Pages
<i>Introduction</i>	5
PITRE I. <i>Les relations géographiques générales de la région</i> .	7
<i>La géographie physique</i>	10
PITRE II. <i>La stratigraphie</i>	17
1. Les terrains cristallins	17
2. Le Paléozoïque	19
3. Le Mésozoïque	20
4. Le Cénozoïque	24
5. Les phases orogéniques	42
PITRE III. <i>La tectonique</i>	45
1. LES UNITÉS	47
a) Nappes à racines internes.	47
b) Nappes à racines externes.	49
c) Subleskides	51
d) La zone mio-pliocène	53
e) Les massifs de sel	55
2. LE PLISSEMENT POST-PLIOCÈNE	67
PITRE IV. <i>La région entre Prahova et Teleajan</i>	71
PITRE V. <i>Les gisements de pétrole</i>	79
PITRE VI. <i>Les hypothèses sur la genèse du pétrole roumain.</i> .	90
PITRE VII. <i>Conclusions générales</i>	93
x bibliographique	95

**This book is due on the last date stamped below, or
on the date to which renewed.
Renewed books are subject to immediate recall.**

~~NOV 19 1973~~

[illegible]

General Library
University of California
Berkeley